

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ПРИВОЛЖСКОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КОМПАНИЯ ВОТЕМИРО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист N-41-XX (Босколь)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лисов А. С., Алексеева Г. А., Чен-Лен-Сон Б. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XX (Босколь). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 91 с.

Записка содержит сведения о геологическом строении и полезных ископаемых российской части территории листа N-41-XX, расположенной в зоне сочленения Восточно-Уральского мегантиклинория и Зауральского мегасинклинория. Охарактеризованы стратиграфические подразделения раннепротерозойского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, триасового, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Описан интрузивный магматизм. Рассмотрены тектоника района, его геоморфологическое строение и истории геологического развития. Приведены данные о месторождениях и проявлениях меди, железа, золота, бериллия, вольфрама, алюминия, редких земель, огнеупорных глин, каолинов, фосфоритов, хризотил-асбеста, известняков; раскрыты закономерности их размещения. Содержатся сведения о гидрогеологических условиях и геолого-экологической обстановке.

Илл. 2, список лит. 33 назв., прил. 10.

С о с т а в и т е л и

Лисов А. С., Чен-Лен-Сон Б. И., Алексеева Г. А., Оленица Т. В., Кваснюк Л. Н., Мануйлов Н. В.

Научный редактор *Казак А. П.*

Редактор *Шкатова В. К.*

Эксперт НРС *Жданов А. В.*

© Роснедра, 2018
© ОАО «Компания вотемиро», 2008
© Коллектив авторов и редакторов, 2008
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-41-XX ограничена координатами 53°20'–54°00' с. ш. и 61°00'–62°00' в. д. и относится к лесостепной зоне Зауралья.

Большая часть площади листа является территорией Республики Казахстан. Российская часть площади в административном отношении расположена в южной части Троицкого и восточных частях Чесменского и Варненского районов Челябинской области.

В орографическом отношении площадь листа охватывает западную часть плоской равнины Зауралья, наклоненной к востоку и слабоволнистой в западной части. Абсолютные отметки на водоразделах рек колеблются в западной части в пределах 250–280 м, в восточной – 220–240 м. Для территории характерно обилие озерных впадин округлой формы, обычно мелководных (1–2 м), пресных и заросших камышом. Реки: Верхний и Средний Тогызак, Тогызак, являющиеся левыми притоками р. Тобол, пересекают площадь в широтном направлении. Реки маловодные долины их широкие, значительно разработанные.

Проходимость района в целом удовлетворительная, обусловленная равнинным характером рельефа, слабой залесенностью и заболоченностью. Леса занимают не более 3–5 % площади, открытые степные пространства примерно на половину распаханы, на остальной половине – степная травяная растительность с плотным дерновым слоем. Леса в небольших массивах смешанные (сосна, береза, осина), в колках лиственные (береза, осина). Подлесок из степной вишни, акации, шиповника. Местами имеются лесозащитные полосы шириной 2–5 м (редко 10 м), длиной до 2–10 км.

Климат региона континентальный. Зима (ноябрь–март) умеренно холодная, малоснежная, пасмурная, нередко снежные метели. Преобладающая дневная температура воздуха –12...–15 °С, ночная –16...–20 °С. Снежный покров устанавливается в начале ноября. Средняя высота снежного покрова на конец зимы колеблется от 20 до 40 см (максимальный 60 см). Весна (апрель–май) прохладная, с преобладанием малооблачной погоды. Лето (июнь–август) теплое, временами жаркое. Преобладающая дневная температура воздуха +20...+23 °С (абс. максимум +41 °С), ночная +11...+15 °С. Осадки проявляются в виде кратковременных ливней, возможны бездождевые периоды до 10–20 дней. В отдельные периоды наблюдаются пыльные бури. Осень (сентябрь–октябрь) прохладная, пасмурная. Осадки в виде затяжных моросящих дождей приводят к грязевой распутице. Ветры в начале года преобладают западные, юго-западные, южные, летом – северо-западные, северные, северо-восточные со средней скоростью 3–5 м/с.

Дорожная сеть достаточно развита. Площадь пересекает двухпутная дорога Челябинск–Оренбург, частично проходящая по территории Казахстана.

Почти все населенные пункты связаны с районными центрами дорогами с улучшенным покрытием (асфальтобетон). Проселочные дороги имеют удовлетворительное состояние в сухое время года. В распутицу и зимой движение по ним возможно только для техники повышенной проходимости.

Из промышленных предприятий имеется только карьер, разрабатывающий Бускульское месторождение огнеупорных глин. Основное население занято сельским хозяйством. Населенные пункты сельского типа электрифицированы, в последние годы газифицируются.

Геологическое строение площади определяют две крупные структуры – Восточно-Уральский мегантиклинорий и Зауральский мегасинклиний.

Обнаженность площади очень слабая. Обнажения палеозойских образований имеются только в долинах рек и в редких карьерах местной добычи строительных материалов, причем, в основном, вскрываются коры выветривания и устойчивые к выветриванию породы – кварциты, кремнистые сланцы, известняки, реже вулканические породы.

Дешифрируемость АФС тоже низкая, дешифрируются только геоморфологические элементы: речные террасы, зоны развития карста (западины) над массивами известняков.

Покровные мезо-кайнозойские отложения вскрываются в логах и склонах долин рек, в придорожных выемках, редко на водоразделах.

В основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 положены материалы геологического доизучения Зауральской площади, куда входит и лист N-41-XX. ГДП-200 листа N-41-XX проведено, в основном, камеральным путем в результате обобщения материалов предшествующих исследований. Основными из последних являются сведения, содержащиеся в отчетах по геологической съемке 1 : 50 000 масштаба, в монографиях по отдельным вопросам геологического строения рассматриваемой территории, а также в отчетах по разведочным, поисковым, геохимическим и геофизическим работам.

Полевые работы (заверочные маршруты, небольшой объем шурфов и скважин КГК) проведены в юго-западной части площади, в основном, в ее восточной половине, не охваченной геологическими съемками 1 : 50 000 масштаба. Работы проведены в 2007 году.

В полевых работах участвовали начальник партии В. С. Акимов и ведущие геологи А. С. Лисов, Г. А. Алексева, Б. И. Чен-Лен-Сон.

На камеральных работах были заняты А. С. Лисов (ответственный исполнитель), Г. А. Алексева, Б. И. Чен-Лен-Сон, Н. В. Мануйлов, Т. В. Оленица.

Цифровые модели комплекта Госгеолкарты-200 выполнены в ГИС ArcView (версия 3.2) в региональном компьютерном центре ОАО «Компания вотемиро». Исполнители: В. Л. Алексеев, Т. В. Оленица, А. Н. Голушков, О. В. Косарева, В. В. Шлунова.

Спектральный полуколичественный и химико-спектральный на золото анализы выполнены в ООО «Центральная лаборатория».

В настоящей записке «Введение», «Заключение», главы «Стратиграфия» (от раннего протерозоя до триаса включительно), «Интрузивный магматизм», «Тектоника», «История геологического развития» написаны А. С. Лисовым; «Стратиграфия» (от меловой до четвертичной системы включительно) и «Геоморфология» Г. А. Алексеевой; «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых» Б. И. Чен-Лен-Соном, Л. Н. Кваснюк; «Гидрогеология» Н. В. Мануйловым; «Эколого-геологическая обстановка» Т. В. Оленицей.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ РАБОТЫ

Первые сведения о геологическом строении района относятся ко второй половине XVIII столетия, когда Южный Урал посетил П. С. Палас, обнаруживший на западной окраине г. Троицка остатки трилобитов, вмещающие породы которых были отнесены к «ордовикским отложениям палеозоя Урала». Наличие этих отложений было признано лишь в середине XIX столетия после детальных исследований Г. А. Шуровского, опубликовавшего монографию «Уральский хребет» (1841 г.).

В 1884 году под редакцией А. П. Карпинского составлена первая геологическая карта по восточному склону Урала масштаба 1 : 210 000, на которой, выделены наиболее древние сланцево-кварцитовые комплексы. На изданной в 1886 году геологической карте масштаба 1 : 42 000 (А. П. Карпинский и Ф. Н. Чернышев) самыми древними образованиями показаны девонские.

В 20–30-х годах XX столетия возобновились интенсивные геологические исследования. В пределах указанного района с 1928 г. начали проводиться геологические съемки масштаба 1 : 200 000 – А. Н. Алешковым (1931 г.) в Уйско-Тогызакском районе, 1 : 50 000 – Н. М. Горностаевым (1933 г.), А. А. Сальниковым (1933, 1934 гг.), А. А. Прониным (1933, 1934 гг.), Н. Ф. Мамаевым (1935, 1936 гг.), П. М. Есиповым (1935, 1937 гг.), составившими первые геологические карты районов Верхнего и Среднего Тогызак и Полтавского района. В этот период обнаружены остатки фауны в карбонатных отложениях района, благодаря которым были выделены на картах отложения силура, девона, карбона, коренным образом изменившие представления о геологическом строении региона.

В 1945 году Н. Ф. Мамаев провел геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 западной части листа N-41-XIV, составил геологическую карту, на которой показаны палеозойские образования (верхний силур и карбон – в западной части листа) и покровные мезозойско–кайнозойские отложения (в восточной части западной половины).

В 1949 году Н. Ф. Мамаев по результатам геологической съемки составил геологическую карту масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XX, на которой наиболее древними породами, датированными верхним силуром, показаны немые метаморфические кварцито-сланцевые толщи и фаунистически охарактеризованные вулканогенно-карбонатные породы. В процессе этих работ проведены дополнительные сборы остатков фауны и микрофауны, благодаря которым уточнены контуры площадей распространения верхнесилурийских, верхнедевонских вулканогенно-карбонатных образований. К нижнекаменноугольным отложениям отнесена толща кварцевых песчаников, позднее отнесенная автором к нижнеордовикской.

В 1954 году Г. А. Смирнов проводит инженерно-геологическую съемку масштаба 1 : 10 000 долины р. Уй в районе г. Троицка, в результате которой все изученные породы разделяет на два комплекса: нижнепалеозойский, в котором выделено 4 свиты метаморфических сланцев, кварцитов, кварцевых песчаников и сланцев; и среднепалеозойский эффузивный – с линзами известняков, содержащих остатки среднедевонских кораллов.

В 1956–1957 годах Л. Д. Булыкин и П. М. Курбежеков [14] провели геологическую съемку листов N-41-87-A и B. В результате этих работ на р. Средний Тогызак в районе участка № 47 ими были обнаружены остатки среднеордовикской фауны, позволившие отнести нижележащие кварцито-сланцевые, зеленосланцевые и кварцево-песчаниковые толщи к позднепротерозойско–раннеордовикскому возрасту, уточнить стратиграфическое положение вышележащих силурийских и девонских вулканогенно-осадочных образований.

Проведенные в 1930–1950-е годы геологические съемки основывались преимущественно на маршрутных наблюдениях, благодаря чему было выявлено много новых точек с остатками разновозрастной фауны, позволившей выделить ордовикские, силурийские и девонские образования среди ранее показываемых девонско–каменноугольных. В процессе этих работ отбирались и изготавливались шлифы, очень редко проводились химические и силикатные анализы, практически не проводились спектральные анализы; в результате для большинства установленных разновидностей осадочно-

вулканогенных, интрузивных и метаморфических пород полностью отсутствуют геохимические и химические характеристики. Ввиду отсутствия буровых и необходимого объема горных работ взаимоотношения между большей частью откартированных свит, толщ, комплексов остались невыясненными и базируются в основном на визуальных наблюдениях, нередко ошибочных.

В 1957–1960 гг. В. Г. Макарычев, В. Г. Добрый и др. (Сев. Каз. ГУ) проводят подготовку материалов к изданию Госгеолкарты СССР-200 листа N-41-XX, в процессе которой было пройдено значительное количество скважин колонкового бурения, позволивших проследить выделенные ранее свиты и толщи на водоразделах под покровными отложениями. Стратиграфическая схема по площади основана на результатах работ предыдущих исследований и сопоставлений с прилегающими с юга комплексами пород, установленными по системе притоков р. Аят. На карте и в записке к ней наиболее древние кварцито-сланцевые метаморфические толщи (городищенская, алексеевская) отнесены к верхнему протерозою, выделены ниже- и средне-верхнеордовикские терригенно-туфогенные, вулканогенно-осадочные силурийские, средне-верхнедевонские и вулканогенно-осадочные каменноугольные толщи, обоснование возраста которых произведено по ранее обнаруженным фаунистическим остаткам. В записке мало дополнительных сведений по петрохимическим и геохимическим характеристикам описанных пород.

В эти же годы геологические съемки масштаба 1 : 50 000 проведены Тогузакской ПСП (Сев. Каз. ГУ) в восточной части листа N-41-XX (пл. N-41-76-Г, N-41-77-В, N-41-88-Б и N-41-89-А). Среди стратифицированных палеозойских образований выделены силурийские вулканогенно-осадочные и среднедевонские песчано-кремнисто-сланцевые толщи (Н. М. Павлов, 1963).

В 1963–1966 гг. Ф. А. Пискуновым [24], на площади листов N-41-74-Г, N-41-75-В, проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000. В отличие от ранее проводимых работ данная геологическая съемка проводилась с применением большого объема горно-буровых работ при систематическом геохимическом, химическом, петрофизическом опробовании. В пределах площади листа N-41-75-В (лист N-41-XX) широко развиты (в восточной части) кварцито-сланцевые, кварцево-песчаниковые и вулканогенно-осадочные толщи, отнесенные авторами соответственно к ниже-, средне-, средне-верхнеордовикским. Выделены силуро-девонская вулканогенная, девонские осадочно-вулканогенные толщи, развитые в центральной части листа и вмещающие Карамысовский диоритовый массив, с которым связано скарновое медно-магнетитовое Тарутинское месторождение. Каменноугольные отложения широко распространены к западу от указанного листа, в пределах Полтаво-Брединского района.

В 1961–1966 гг. Е. Л. Шулькиным и др. [30] геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 была проведена на площади листов N-41-63-Г, N-41-64-В и Г (ю. п.), охватывающая кварцито-сланцевые метаморфические комплексы в районе г. Троицка вдоль долин рек Санарка, Увелька и Уй. Работы выполнены с применением больших объемов горных, буровых, геофизических и опробовательских (геохимических, химических, петрофизических) работ, позволивших доказать последовательность напластования и согласное залегание сланцевого метаморфического комплекса, выделив в нем (снизу вверх): бобровскую толщу (O_{1-2}) с подтолщами – сланцево-кварцитовой (O_1), зеленосланцевой (O_{1-2}), песчано-сланцевой (O_2) и увельскую толщу (вулканогенно-осадочную – O_{2-3}), фаунистически охарактеризованную. Взаимоотношения между толщами до конца не выяснены. Вышележащие карбонатно-вулканогенные породы условного нижнего силура имеют обычно тектонические взаимоотношения с увельской толщей.

В 1983–1988 гг. В. В. Бабкиным и др. [7], вдоль западной рамки листа N-41-XX, проведено геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 (среднее течение р. Средний Тогузак), сопровождавшееся общими поисками руд медно-порфиrowого типа (листы N-41-75-В (з. п.), N-41-86-Б (в. п.), -86-Г (в. п.), -98-Б (в. п.), -98-Г (с.-в. ч.)). Проведенные работы позволили уточнить возраст осадочно-вулканогенных толщ, выделить ордовикские вулканические образования, проследить нижнесилурийскую черносланцевую толщу, выделить тогузакскую осадочно-вулканогенную толщу нижнего девона, лейпцигскую песчано-сланцевую толщу, фаунистически богато охарактеризованную (D_{1-2}), а также фаунистически охарактеризованную осадочную (D_3f-C_1t), туфовую (C_1t-v), дать геохимическую характеристику всех выделенных подразделений. В процессе работ выявлено много новых точек с остатками фауны, проведены дополнительные сборы остатков фауны и микрофауны из ранее известных точек.

ПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ

Поиски горючих и металлических полезных ископаемых на площади листа проводились в небольших объемах. В первые послевоенные годы юго-западная часть листа была охвачена поисковыми работами на каменный и бурый уголь, не приведшими к положительным результатам. Позже, в

1960-е годы на площади листа проводились поиски магнетитовых руд (И. И. Гусаков, 1964; Г. К. Петров, 1968), титана (А. П. Сигов, 1957), меди (И. И. Гусаков, 1965), бокситов (В. А. Самохвалов, 1969) и тантала (Таланцев, 1968). Однако, эти работы не дали положительных результатов, за исключением работ Гусакова И. И. (1964 г.), которыми при проверке Победооктябрьской магнитной аномалии было выявлено Тарутинское проявление скарно-магнетитовых руд с наложенной медной минерализацией. Масштабы железного оруденения оказались незначительными, гораздо больший интерес представляло медное оруденение, и дальнейшие работы проводились с целью поисков медных руд. Работы выполнялись с целью поисков колчеданных руд, поэтому опробовались только массивные и густовкрапленные руды. Проявление оценивалось как медно-колчеданное, запасы его оказались незначительными и работы на этом объекте были прекращены.

Работы были возобновлены в 1980-е годы, когда при ГДП-50 [7] на площади проявления (Тарутинский участок) проводились общие поиски руд медно-порфирирового типа. В результате этих работ была расширена площадь распространения оруденения и подсчитаны прогнозные ресурсы (категорий P_1 и P_2) меди, молибдена, серы, золота, серебра и селена. В это же время на прилегающей территории проводились поисковые работы с применением глубинной литохимической съемки (А. Н. Егоров, [18, 19]), результаты которых анализируются в разделе «Геохимическая изученность». Позже в результате поисково-оценочных работ (Е. А. Белгородский, [11]) прогнозные ресурсы (P_1) были оценены в 504 тыс. т меди.

Поиски неметаллических полезных ископаемых начали проводиться в послереволюционное время, но особенно интенсивно в 1930-е годы, когда для строящихся металлургических, машиностроительных и строительных предприятий потребовались источники огнеупорного, флюсового и кирпичного сырья. В это время проводились поиски и разведка огнеупорных (Д. И. Зайцев, 1932; Г. С. Левченко, 1934, 1935; В. В. Узбеков, 1935) и кирпичных глин (Г. С. Левченко, 1935), кварцитов (Феофанов, 1932; Казнакова, 1931) и трепела (Белинский, 1931). Наиболее значительными открытиями этого периода являются Бобровское месторождение кварцитов и Берлинское месторождение огнеупорных глин, уникальные запасы которого и в настоящее время обеспечивают потребности Магнитогорского металлургического комбината в огнеупорном сырье.

Продолжались поисково-разведочные работы и в послевоенное время. В это время проводились поиски, разведка, доразведка и переоценка месторождений строительного (М. С. Волков, 1957) и облицовочного (В. В. Покатило, 1970) камня, строительных (П. М. Сотников, 1962; В. И. Какорин, 1984; В. С. Макаров, 1984) и стекольных (Разумов, 1973) песков, огнеупорных (П. М. Сотников, 1973; А. А. Коптяева, 1974; Ж. И. Добашина, 1982) и керамических (В. А. Файзуллин, 1977) глин, кварцитов (И. А. Болмосов, 1982; Ж. И. Добашина, 1983; В. Н. Абдурахманова, 1987) и бора (В. Е. Старун, 1966). В результате этих работ были выявлены и разведаны новые участки Берлинского месторождения огнеупорных глин, Каменский участок Бобровского месторождения строительных песков и Правобережный участок Бобровского месторождения флюсовых кварцитов.

Тематические работы начали выполняться в послевоенные годы. В это время были выполнены работы по составлению сводки по хромитам (З. Р. Мазур, 1961), прогнозно-металлогенических и регистрационных карт по бокситам (П. И. Ноздрин, 1962), редким металлам (В. Н. Куклин, 1962), золоту (А. И. Александров, 1962) эндогенных (П. В. Нечаев, 1962) и экзогенных (П. С. Прямоносков, 1964; Л. Н. Дугнистая, 1969) месторождений, регистрационной карты месторождений полезных ископаемых (М. Ф. Чурсина, 1974). В эти же годы проводились работы по составлению карты обоснования поисков и прогнозно-металлогенической карты магнетитовых руд (Г. К. Петров, 1975), сопоставлению типов медно-порфирировых месторождений Западного Казахстана с Восточно-Уральскими зонами (Е. А. Белгородский, [10]), составлению прогнозно-металлогенической карты по меди, цинку, свинцу (Е. С. Контарь, 1989), по геолого-экономической переоценке месторождений железа и марганца (И. А. Болмосов, 2001).

Необходимо отметить также большое практическое значение работ К. П. Савельевой [26], посвященных бокситоносности нижнемеловых отложений Восточного склона Урала, вещественному составу и распространенности редкоземельного оруденения (1994 г.) и оценке рудного потенциала благородных и цветных металлов (2002 г.); а также работу коллектива авторов под руководством В. И. Савинкова (1998 г.) по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Челябинской области.

Большое внимание уделялось и тематическим работам по неметаллическим полезным ископаемым. Для территории области составлялись обзорные и прогнозные карты месторождений нерудных и строительных полезных ископаемых (Е. Ф. Рыжков, 1964, 1967; Н. А. Веселова, 1971), справочники и геолого-экономические обзоры по нерудным полезным ископаемым и строительным материалам (Г. С. Серов, 1960, 1967, 1968; И. А. Болмосов, 1982; Ж. И. Добашина, 1995).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

До конца 1970-х годов литогеохимическими работами были отмечены локальные, часто точечные аномалии серебра, меди, молибдена, никеля. Был проанализирован довольно большой объем литогеохимических проб спектральным анализом. Но, как правило, отсутствует надлежащая камеральная обработка материалов и, как следствие, в отчетах часто не представлено графических материалов. Более качественный подход к геохимическим исследованиям и обработке данных характерен для работ, проведенных с начала 1980-х годов.

Глубинные литогеохимические поиски, выполненные на больших площадях на достаточно высоком уровне (А. Н. Егоров, [18, 19]; В. В. Бабкин, [7]), позволили выявить геохимические аномалии и комплексные ореолы типоморфных элементов-индикаторов редкоземельного, редкометалльного, полиметаллического, медно-порфирирового оруденения.

Связь значительной части установленных комплексных геохимических ореолов с этими типами оруденения была отмечена при сравнительной характеристике медно-порфирировых объектов Казахстана и Челябинской области (Е. А. Белгородский, [11]).

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В 1962 году на обширной территории Зауралья Уральской комплексной каротажной экспедицией была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 с целью поисков месторождений железа (В. А. Уфимцев, 1962). Было выявлено 70 аномалий. Заверочным бурением аномалии А-IX было выявлено Тарутинское месторождение медно-магнетитовых руд.

После этого в пределах Новониколаевско-Тарутинского рудного района практически непрерывно проводились крупномасштабные геофизические работы методами магниторазведки, гравиразведки и электроразведки с целью поисков магнетитовых и медно-колчеданных месторождений, а также в помощь геологическому картированию. В комплекс методов электроразведки включаются работы методом вызванной поляризации в различных модификациях (А. А. Авдеев, 1964, 1966).

В северо-западной же части листа N-41-XX в помощь геологическому картированию (Ф. А. Пискунов, [24]) проводятся только профильные геофизические исследования.

В 1967 году Тургайская геофизическая экспедиция выполнила аэромагнитную съемку масштаба 1 : 10 000–1 : 25 000 восточной части листа. В результате были выявлены и рекомендованы к проверке Южно-Ключевская и Каменская магнитные аномалии, выделено несколько меридиональных и субширотных тектонических нарушений (Сухов и др., 1968). Начиная с 1971 года (после подтверждения в 1970 году рудной природы Южно-Ключевской аномалии) в северо-восточной части площади листа проводятся крупномасштабные геофизические исследования методами гравиразведки и магниторазведки (Н. А. Юсупов, 1972, 1975).

В 1973 году Уральской геофизической экспедицией самая северо-восточная часть площади листа вновь охватывается аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 10 000 (Чурсин, 1974). Но новых данных по этой части площади она не дала.

В 1979–1980 гг. материалы геофизических работ, проведенных в пределах Новониколаевско-Тарутинского рудного района, были проанализированы и обобщены геофизической партией Челябинской геологоразведочной экспедиции (Шаповалов, Вараксин, Поплавская) с позиций перспектив района на поиски медно-порфирирового оруденения. Площадь была оценена как высокоперспективная. На весь рудный район (1 200 км²) были составлены карты остаточных аномалий поля силы тяжести и аномального магнитного поля масштаба 1 : 50 000.

В 1979 году вся площадь листа N-41-XX и северная часть листа N-41-XXVI была покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 по сети 4×1 км Казахстанской аэрогеофизической экспедицией (В. И. Малетин, 1980). Составлена кондиционная гравиметрическая карта.

В 1981 году все наземные и аэромагнитные съемки были переувязаны между собой и составлены сводные карты аномального магнитного поля для большой серии листов масштаба 1 : 200 000 (Рапорт и др., 1981).

В 1983–1985 гг. в Новониколаевско-Тарутинской зоне проводятся геофизические исследования методами электроразведки ВП-ДП по сети 1 200×50 м и на отдельных участках, большей частью за пределами территории листа N-41-XX, грави-магнитометрические съемки масштаба 1 : 10 000 (А. П. Проценко, 1985). Авторы пришли к заключению, что кроме уже известных месторождений и проявлений меди на исследованной площади перспектив обнаружения новых объектов нет. Выявленные аномалии вызванной поляризации интенсивностью 2–8 % по авторам обусловлены телами серпентинитов, зонами развития углеродсодержащих сланцев, либо незначительной вкрапленностью магнетита и сульфидов.

В 1983–1986 гг. при ГДП-50 Варненской площади в районе Тарутинского месторождения были

проведены детальные (м-б 1 : 10 000) гравиметрические работы и профильные электроразведочные работы методом ВП-СГ. По результатам геолого-геофизических работ были пересмотрены и значительно увеличены ресурсы Тарутинского месторождения меди.

В 1982–1986 гг. в широтном направлении через середину листа N-41-XX был пройден Троицкий профиль ГСЗ. На площади листа он проходит в основном по территории Казахстана. По данным интерпретации сейсмических материалов для Восточно-Уральского и Зауральского мегаблоков отмечаются характерные общие черты глубинного строения: сокращенная мощность земной коры, приподнятое залегание поверхности древнего кристаллического фундамента. В отличие от Магнитогорской мегазоны, здесь отмечается «сокращение разреза палеозойского структурно-формационного комплекса, выпадение из разреза толщ, включающих целые геологические системы» (Дружинин и др., 1986). Результаты сейсморазведочных работ методом ГСЗ представляют ценнейший материал для геологического изучения территории.

В 1984–1987 гг. примерно на половине территории Челябинской области в пределах площади листа были проведены высокоточная аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 10 000 (И. Г. Халымбаджа и др., 1987). Аэромагнитная съемка позволила проследить многочисленные разрывные нарушения, изучить внутреннее строение интрузивных массивов. По гамма-спектрометрии получена характеристика гранитоидных массивов, выделены тектонические нарушения, сопровождавшиеся гидротермальными процессами.

После этого геофизические исследования на площади листа N-41-XX в пределах территории Российской Федерации не проводились.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа N-41-XX расположена в зоне сочленения Восточно-Уральского мегантиклинория, представленного на площади Троицко-Карашатауским антиклинорием, и Зауральского мегасинклинория, представленного Александровско-Денисовским синклинорием. Согласно актуализированной версии серийной легенды им соответствуют Красногвардейско-Светлинская и Урайско-Денисовская структурно-формационные зоны (СФЗ) позднекембрийско–каменноугольных образований. Красногвардейско-Светлинская СФЗ подразделяется на Ильиновско-Марииновскую подзону (Белоречинско-Камышнинский и Кукайско-Катенинский блоки) и Троицко-Буруктаальскую подзону (Бобровско-Городищенская горст-антиклиналь). Урайско-Денисовская СФЗ на российской части площади листа представлена Александровской подзоной, соответствующей площади Александровско-Денисовского синклинория.

Площадь листа полностью расположена в пределах Таборско-Тапской СФЗ допозднекембрийских образований, Среднеисетско-Варненской СФЗ пермско–триасовых образований и Южно-Приуральской подзоне Приуральской СФЗ (с небольшим участком Восточно-Уральской СФЗ) юрско–неогеновых образований.

В геологическом строении площади принимают участие метаморфические, осадочные, вулканогенные и интрузивные породы от протерозойского до четвертичного возраста.

Часть стратифицированных образований площади относится к палеонтологически немим или недостаточно изученным. Их расчленение производилось, главным образом, на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических и геофизических данных.

Большая часть стратифицируемых допалеозойских и палеозойских пород перекрыта мезокайнозойскими отложениями покровного комплекса. Естественные разрезы наблюдаются в юго-западной части листа, в основном по рекам Верхний и Средний Тогузак (на старых топопланшетах Тогузак)*. Обнажаются, в основном, коры выветривания, мощность которых по данным бурения достигает 50–60 м, и устойчивые к выветриванию породы – кварциты, кварцевые песчаники, кремнистые сланцы, известняки, реже – вулканогенные породы.

Стратиграфический разрез района представлен ранним протерозоем, палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская и каменноугольная системы), мезозоем (триасовая и меловая системы), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая системы и квартер).

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ) ЭНОТЕМА

Ильиновский комплекс (PR₁in) получил свое название по с. Ильино на р. Миасс, где имеется его опорный разрез.

Глубоко метаморфизованные (амфиболитовая фация) и мигматизированные породы комплекса залегают в северо-западной части площади, в узком клиновидном тектоническом блоке размером 15×1,5 км, являющимся южным окончанием Санарского поднятия. Образования комплекса перекрыты чехлом мезо–кайнозойского покровного комплекса мощностью до 60 м и на АФС не выделяются.

Контакты пород ильиновского комплекса на площади ГДП тектонические. Восточный контакт с серпентинитами дружининского комплекса хорошо выделяется в магнитном поле градиентными зонами от положительных аномалий над телами серпентинитов.

Западный контакт с гранитоидами джабыгасайского комплекса характеризуется переходом знако-

* На сопредельном с запада листе N-41-XIX эти реки сохранили старое название Нижний Тогузак и Верхний Тогузак. Кроме этого имеется река Тогузак на сопредельном с севера листе N-41-XIV. Соответственно и названия их в тексте записки, в ссылках на сопредельные листы будут разные.

переменного магнитного поля над породами комплекса интенсивностью от -200 до $+150$ нТл к спокойному отрицательному ($-100-150$ нТл) полю гранитоидов.

На территории ГДП породы комплекса вскрыты единичными скважинами предшественников. Севернее площади имеются естественные разрезы по р. Уй. По этим разрезам, дополненным скважинами и горными выработками, Е. П. Шулькиным [30] в составе комплекса выделены три пачки плагиогнейсов (снизу вверх):

1. Пачка биотитовых плагиогнейсов с прослоями амфиболовых, амфибол-биотитовых и лейкократовых плагиогнейсов и маломощными прослоями амфиболитов около 300 м
2. Пачка лейкократовых плагиогнейсов средне-крупнозернистых, очковых с редкими прослоями биотитовых и амфиболовых мелкозернистых плагиогнейсов. Породы этой пачки чаще всего мигматизированы и нередко калишпатизированы около 400 м
3. Пачка амфиболовых плагиогнейсов с прослоями амфиболитов и пород, участками сохраняющих реликтовые структуры вулканогенных пород около 100 м

По мнению Е. П. Шулькина основной объем биотитовых и лейкократовых плагиогнейсов имеет первично осадочное происхождение, а амфиболовые гнейсы являются первично вулканогенными породами.

В целом мощность комплекса составляет более 1 000 метров.

Севернее площади ГДП установлено перекрытие с угловым несогласием пород комплекса образования рифея. Там же радиологический возраст пород определен уран-свинцовым методом по цирконам в $2\ 083 \pm 54$ млн лет (А. А. Краснобаев, 2000). На этом основании возраст комплекса датирован ранним протерозоем. Следует отметить, что существуют другие точки зрения на возраст плагиогнейсов и амфиболитов площади ГДП. Так Е. П. Шулькин считал их динамометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами ордовика, сопоставляя их с бобровской толщей. Автор записки не исключает раннерифейский возраст комплекса, сопоставляя его с яршалинской и бескрыковской толщами, от которых породы комплекса отличаются прослоями аповулканогенных амфиболитов.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система представлена своим нижним отделом (бобровская толща), нижним–средним отделами (заречьянская толща), средним–верхним отделами (увельская свита) и верхним отделом (саргазинская толща).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бобровская толща (O_1^{bb}) под таким названием выделена Е. П. Шулькиным [30].

На площади листа в предлагаемом объеме выделена автором и соответствует нижней (сланцево-кварцитовая – $O_1^?$) и средней (зеленосланцевой – O_{1-2}) подтолщам бобровской толщи Е. П. Шулькина и толще метаморфических сланцев Ю. Н. Афанасьева [6].

Отложения толщи широко распространены в Бобровско-Городищенской горст-антиклинали (Троицко-Буруктальская подзона Красногвардейско-Светлинской СФЗ). Площади ее соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от 50 до 150 нТл с небольшими линейными положительными аномалиями интенсивностью до 400 нТл над маломощными протрузиями серпентинитов. Исключение составляет резкопеременное положительное магнитное поле интенсивностью до 1 000 нТл над магнетитсодержащими зеленокаменноизмененными вулканогенными породами, входящими в состав толщи.

На карте локальных аномалий силы тяжести породам толщи соответствует спокойное поле интенсивностью от -1 до $+3$ мГал в южной части площади и глубокий минимум интенсивностью до -10 мГал в северо-восточной части площади. Кроме того, имеется положительная локальная аномалия интенсивностью до 6 мГал в центральной площади листа на территории Казахстана. Такие значительные изменения поля не могут объясняться дифференциацией состава пород толщи и связаны с глубинным строением площади ее распространения.

На основной части площади распространения толща перекрыта чехлом рыхлых отложений. Обнажения пород имеются только в юго-западной части площади в долинах рек Средний и Верхний Тогызак, причем обнажаются, в основном, глинистые коры выветривания и устойчивые к выветриванию породы – кварциты, кварцитопесчаники, кремнистые и окремненные сланцы. В шурфах мехпроходки глубиной до 5 м, пройденных при ГДП, в долине р. Средний Тогызак, даже рядом с коренными обнажениями кварцитов, вскрываются бесструктурные коры выветривания. Мощность кор выветрива-

ния по породам толщи по данным бурения достигает 60 м.

Коренные породы толщи вскрываются редкими скважинами предшественников [14] и пройденными при ГДП скважинами КГК.

Естественно, по этим данным произвести сколь-нибудь полную характеристику толщи невозможно, поэтому характеристика толщи дается по результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 севернее площади работ.

По данным Е. П. Шулькина, детально изучившим разрез толщи по р. Уй и ее притокам, дополненным горными выработками и скважинами, нижняя часть разреза толщи сложена серицит-кварцевыми, углисто-серицит-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, слюдисто-серицит-кварцевыми, хлорит-слюдисто-кварцевыми, графит-кварцевыми сланцами с прослоями гранатсодержащих сланцев. В средней части разреза подтолщи появляются прослои хлорит-талковых, тальк-карбонатных, хлорит-актинолитовых ортосланцев и биотит-амфиболовых, биотит-гранат-кварцевых, хлорит-биотит-кварцевых парасланцев, в верхней части устанавливаются прослои кварцитов, кварцито-песчаников, амфибол-хлоритовых и магнетит-хлоритовых сланцев.

Данный тип разреза выделяется в юго-западной части площади, в тектоническом блоке у пос. Казановка и восточнее его, где слагает крылья синклинальной складки (Казановской синклинали), а также в западной части второго от северо-восточного угла планшета участка территории Российской Федерации.

Верхняя часть разреза соответствует зеленосланцевой подтолще бобровской толщи и сложена хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, карбонат-кварц-эпидотовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, эпидот-кварц-полевошпат-хлоритовыми, хлорит-биотит-актинолитовыми, магнетит-хлоритовыми сланцами.

Данный тип разреза распространен в южной части листа в клиновидном тектоническом блоке в районе пос. Алексеевка. Здесь по данным бурения скважин КГК наблюдается переслаивание кварц-хлорит-серицитовых сланцев, магнетитсодержащих хлоритовых сланцев с углисто-серицит-кварцевыми сланцами и кварцито-песчаниками нижней части разреза подтолщи.

Кроме того, по данным магниторазведки, отложения верхней части разреза, представленные магнетитсодержащими сланцами, выделяются у северной рамки листа в восточной части второго от северо-восточного угла планшета участка территории РФ и на площади третьего участка.

Нижний контакт бобровской толщи не установлен, верхний контакт с заречьенской толщей – согласный с переслаиванием установлен севернее и южнее площади листа [6, 30].

Мощность бобровской толщи составляет до 2 000 м.

Определенных органических остатков в породах толщи не обнаружено. Возраст ее принимается по геологическим данным. Толща согласно с переслаиванием залегает под заречьенской толщей, возраст которой принят ранне-среднеордовикским. На основании этих данных, с долей условности, возраст бобровской толщи принимается раннеордовикским.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Заречьенская толща (O_{1-2Zr}) выделена в серийной легенде и названа по пос. Заречье на р. Средний Тогызак. В предлагаемом объеме она соответствует верхней (песчано-сланцевой – $O_2?$) подтолще бобровской толщи Е. П. Шулькина [30] и толще кварцевых песчаников и аркозов (O_2) Ю. Н. Афанасьева [6]. Отложения толщи распространены в юго-западной части Бобровско-Городищенской горст-антиклинали, где слагают ядерную часть Казановской синклинали и меридиональный тектонический блок шириной 3,5 км, восточнее пос. Заречье. Обнажения толщи имеются в долинах рек Верхний и Средний Тогызак. Кроме того, толща изучена редкими шурфами и скважинами предшественников [14].

В физических полях толща не выделяется. Ей соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от -100 до -200 нТл, а в остаточном поле Δg – положительное поле интенсивностью от 0 до 2 мГал.

Отложения подтолщи представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками, углисто-серицит-кварцевыми, углисто-глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев в нижней в верхней части разреза.

Мощность верхней толщи ориентировочно составляет до 700 м.

Контакт заречьенской подтолщи с нижележащей бобровской толщей согласный с переслаиванием, контакт с вышележащей, фаунистически охарактеризованной средне-позднеордовикской увельской свитой – согласный с переслаиванием установлен у восточной окраины пос. Заречный [14] и более надежно – севернее территории листа по р. Уй [30].

На основании этих данных возраст заречьенской толщи принимается как ранне-среднеордовикский.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Образования средне-позднеордовикского возраста представлены увельской свитой.

Увельская свита (O_{2-3IV}) свое название получила по р. Увелька [30]. Отложения распространены в Ильиновско-Марииновской и Троицко-Буруктальской подзонах Красногвардейско-Светлинской СФЗ.

В Ильиновско-Марииновской подзоне свита выделена Ал. В. Тевелевым при ГДП-200 листа N-41-XIX [27]. По нашему мнению по составу отложений и формационным признакам эти отложения больше соответствуют тюлеспайской толще, но по праву приоритета при сбивке листов принимается авторское название Ал. В. Тевелева. Отложения свиты в западной части Кукайско-Катенинского блока выполняют небольшой по размеру участок, представляющий собой северное окончание тектонического блока высокого порядка субмеридионального простирания, шириной до 4 км, основная часть которого находится на сопредельной с запада территории. Отложения свиты перекрыты чехлом мезокайнозойских рыхлых отложений и на АФС не выделяются. Из-за близости физических свойств с вмещающими породами, в физических полях свита также не выделяется. Средняя плотность пород свиты составляет $2,74 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $150 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. На картах ΔT , ΔZ для блока характерно однородное магнитное поле интенсивностью от 0 до 100 нТл, на карте локальных аномалий блок расположен в гравитационном максимуме (до 10 мГал) Белореченско-Камышнинского блока.

На территории листа свита вскрыта одной скважиной предшественников, поэтому характеристика свиты дается по сопредельной с запада территории, изученной по редким обнажениям и скважинам [27]. По Данным Ал. В. Тевелева породы свиты представлены базальтами, трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами. Преобладают подушечные лавы, в меньшей степени покровы, гиалокластиты, прослой гиалокластитовых туфов, магматических брекчий. Петрографически увельские базальтоиды весьма разнообразны. Среди них встречаются:

- массивные порфировые плагиоклаз-пироксеновые базальтоиды с интерсертальной, сноповидной структурой;

- массивные порфировые долериты, вероятно центральных частей покровов, содержат вкрапленники (15–40 %) моноклинных пироксенов (1–3 мм) и лейсты альбитизированного плагиоклаза (до 1 мм), создающие метельчатые и звездчатые скопления, основная масса сложена лейстами плагиоклаза и зернышками пироксена;

- гиалобазальты с мелкопузыристой текстурой, порфировые, афировые, с гиалиновой, гиалопилитовой, перлитовой, вариолитовой основной массой.

Субвулканические тела комплекса представлены крупнопорфировыми плагиоклаз-пироксеновыми долеритами.

По петрохимическим характеристикам базальтоиды относятся к породам нормального и умереннощелочного ряда, среди которых преобладают трахибазальты и базальты умереннотитанистые, с натриевым типом щелочности, с повышенным содержанием Na_2O , K_2O , MgO и существенным разбросом содержаний всех породообразующих оксидов.

Химический состав базальтов свиты из фаунистически охарактеризованного блока (за пределами площади) приведен в приложении 9.

Возраст увельской (тюлеспайской) свиты в Ильиновско-Марииновской подзоне определен по редким находкам конодонтов плохой сохранности в юго-восточном углу планшета N-41-XIX у пос. Большевик. В 1986 г. О. В. Артюшкова на северном берегу р. Средний Тогызак обнаружила в красных яшмах *Oistodus* sp. (определения С. В. Дубининой и Л. А. Курковской), а в 1997 г. в карьере на южном берегу р. Средний Тогызак Л. А. Курковская и В. И. Борисенко – элементы *Periodon* sp., *Prioniodina* sp. (определение Л. А. Курковской). Эти формы дают ордовикский возраст [27]. На основании этих определений возраст свиты принимается средне-позднеордовикским.

В Троицко-Буруктальской подзоне отложения увельской свиты распространены в Заречьенском блоке Бобровско-Городищенской горст-антиклинали, и в наложенной Каутканской грабен-синклинали.

Заречьенский блок находится в юго-западном углу планшета в зоне Тарутинско-Джетыгаринского разлома. Ширина блока – 4 км. У южной рамки листа блок обрезается косоширотным разломом северо-западного простирания, на север по территории Российской Федерации прослеживается на 30 км, уходит на территорию Казахстана и далее за северной рамкой листа переходит в Клястинскую грабен-синклиналь. На АФС блок не выделяется.

Породы свиты, выполняющие блок, практически немагнитные – магнитная восприимчивость от 1–2 до $10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность осадочных пород колеблется в пределах $2,46$ – $2,50 \text{ г/см}^3$, вулканогенных – $2,60$ – $2,70 \text{ г/см}^3$. Площади блока соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от –50 до –200 нТл. На картах локальных аномалий силы тяжести блоку соот-

ветствует несколько пониженное поле интенсивностью от 0 до 1 мГал на фоне от 1 до 3 мГал на востоке (заречьянская толща) и градиента – от 2 до 10 мГал – на западе (вулканогенные породы катенинской и тогузакской толщ).

Редкие обнажения коренных пород и кор выветривания известны в долине рек Средний и Верхний Тогызак. Кроме этого, породы вскрываются мелкими каменоломнями, а также неравномерно (в основном западная часть блока) изучались шурфами и скважинами при геологосъемочных и поисковых работах.

Разрез свиты в Заречьянском блоке аналогичен стратотипическому и представлен кварцевыми, аркозовыми, олигомиктовыми песчаниками и алевролитами с примесью туфогенного материала; глинистыми, углисто-глинистыми, известково-глинистыми, серицит-кварцевыми, серицит-графит-кварцевыми сланцами, прослоями лав, туфов, туфопесчаников и туфогравелитов базальтового, андезитового и дациандезитового состава. Породы свиты рассланцованы и смяты в мелкие складки.

Визуально базальты это зеленовато-серые мелкозернистые породы без видимых вкрапленников, микроскопически – порфиоровые, с реликтовой диабазовой структурой основной массы. Вкрапленники – альбитизированный и серицитизированный плагиоклаз и замещенный эпидотом и хлоритом темноцветный минерал по размерам (0,3×0,7 мм), мало отличаются от основной массы. Основная масса состоит из беспорядочно-ориентированных удлиненных лейст плагиоклаза, замещенного альбитом, сосюритом, серицитом, хлоритом, интерстиции выполнены хлоритом, эпидотом, карбонатом. Акцессорные минералы представлены лейкоксенизированным ильменитом, магнетитом.

Андезиты – внешне яснопорфиоровые породы со слабо рассланцованной серой основной массой, с частыми призматическими вкрапленниками полевых шпатов белых и зеленых и редко, роговой обманки. Под микроскопом они обнаруживают отчетливую порфиоровую структуру и микролитовую структуру основной массы. Вкрапленники слабо серицитизированного плагиоклаза (андезин № 46) преобладают, роговая обманка полностью хлоритизирована и карбонатизирована. Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных микролитов серицитизированного плагиоклаза размером 0,1–0,2 мм, хлоритизированной роговой обманки и редких неправильных изометричных зерен кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом, рудные – пиритом.

Туфы, туффиты, туфопесчаники представляют собой туфосланцы, сложены обломками выщеперечисленных пород, в большей степени, чем эффузивы рассланцованные, серицитизированные, хлоритизированные и карбонатизированные.

Структура осадочных пород бластопсаммитовая, бластоалевритовая, микролепидобластовая, микрогранолепидобластовая. Псаммитовый материал (50–85 %) представлен кварцем, полевыми шпатами, редко биотитом, мусковитом, туфогенный материал представлен совершенно неокатанным альбитом и хлоритом (по темноцветным минералам).

Цемент в одних случаях представлен тонко измельченным материалом того же состава, что и псаммитовый материал, в других – глинистым агрегатом, иногда серицит-кварцевым агрегатом. Повсеместно в цементе отмечается развитие чешуек серицита, реже хлорита.

В алевролитовых и пелитовых разностях пород характерна примесь углистого и графитового материала, иногда составляющего основную массу породы.

Вариации состава и размерности зерен и цемента, степени вторичных их изменений дает широкий набор пород от кварцевых, аркозовых и граувакковых песчаников до углисто(графитисто)-серицитовых и углисто-глинистых сланцев.

Имеющиеся анализы химического состава терригенных пород свиты приведены в приложении 9.

Мощность свиты составляет 600–800 м.

В карьере на правом берегу реки Средний Тогызак, напротив юго-восточной окраины пос. Заречье, в 1955 г. [14] была найдена фауна *Orthis* sp., которая, по мнению определившего ее А. Н. Ходалевица, свидетельствует об ордовикском возрасте отложений. Здесь же в 1956 г. Н. Ф. Мамаевым была собрана, а сотрудником ВСЕГЕИ Т. И. Алиховой определены ядра и неполные отпечатки *Dalmanellidae*, *Hesperorthis* sp., *Nicolella* sp., *Macturitis* sp., свидетельствующие об ордовикском («не древнее среднего отдела») возрасте отложений. Севернее, на продолжении структуры блока, в районе г. Троицка [30] возраст свиты по многочисленным находкам фауны брахиопод и трилобитов определен как средне-позднеордовикский.

В Каутканской грабен-синклинали по данным 6 скважин, пройденным при ГДП, и обнажениям кор выветривания по р. Тогызак отложения увельской свиты представлены слабо филлитизированными углисто-глинисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами аналогичными таковым в Заречьянском блоке, но в меньшей степени измененными процессами метаморфизма (глинистый минерал цемента частично замещен гидрослюдой и серицитом).

Для пород свиты характерна кора выветривания мощностью 34–45 м. В физических полях и на АФС отложения свиты не выделяются.

Западный контакт свиты предположительно тектонический, восточный с гранитоидами Михай-

ловского массива – интрузивный с ороговикованием.

Мощность увельской свиты в Каутканской грабен-синклинали приблизительно оценивается в 600–800 м.

Органических остатков на данном участке не обнаружено, а по литологическим особенностям песчаники сходны как с песчаниками увельской свиты, так и с песчаниками тушесайской толщи, выполняющими Каутканскую грабен-синклиналь южнее площади (лист N-41-XXVI).

Поэтому к увельской свите описанные отложения отнесены условно.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Саргазинская толща ($O_3?sr$) имеет распространение в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. На площади листа толща выделяется в узком клиновидном тектоническом блоке (20×3 км) – Шулаксайской горст-антиклинали, расположенной в восточной части Белореченско-Камышинского блока, в зоне Тарутинско-Джетыгаринского разлома (точнее между двумя его ветвями).

Площадь горст-антиклинали полностью перекрыта чехлом рыхлых отложений мощностью 60 м и на АФС не выделяется. Скважинами на площади листа толща также не вскрыта. Тем не менее, разломы, являющиеся границами горст-антиклинали, уверенно выделяются в магнитном поле контрастными аномалиями над телами выполняющих их серпентинитов.

На северном продолжении горст-антиклинали строение толщи изучено Е. П. Шулькиным [30] в разрезах по рекам Уй, Самарка, Увелька и скважинами колонкового бурения. По их данным толща представлена плагиофировыми метадацитами, залегающими в нижней части разреза (мощность пачки – 450 м) и их метатуфами, метатуфоидами с прослоями аркозовых метапесчаников. Общая мощность толщи составляет более 800 м. Породы толщи в пределах горст-антиклинали слагают антиклинальную складку, с размахом крыльев до 5 км, осложненную мелкой складчатостью. Они метаморфизованы в зеленосланцевой фации, рассланцованные, участками гнейсированные. Там же установлено несогласное перекрытие толщи вулканогенными отложениями среднедевонского возраста.

По положению в разрезе и согласно актуализированной версии серийной легенды возраст саргазинской толщи, с долей условности, принимается позднеордовикским.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийская система представлена нижним отделом (варненская толща) и нижним–верхним отделами (катенинская толща).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Варненская толща (S_1vr) в предлагаемом объеме соответствует черносланцевой толще (S_1chs) В. В. Бабкина [7]. Толща распространена в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ.

На площади листа отложения варненской толщи выделены в Кукайско-Катенинском блоке, где узкой полосой, в тектоническом блоке, прослеживается от пос. Лейпциг до западной рамки листа, где уходят за пределы территории.

На АФС толща не выделяется, не отражается она и в магнитном и гравитационном полях. Плотность пород колеблется от 2,59 до 2,66 г/см³, магнитная восприимчивость от 0 до $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В поле вызванной поляризации выходам пород толщи часто соответствуют аномалии ВП интенсивностью от 3 до 7 %.

Варненская толща почти не обнажена и перекрыта чехлом рыхлых отложений. Изучена она по скважинам КГК и шнеково-колонкового бурения. Вблизи западной рамки листа в карьерах у пос. Варна выяснено, что варненская толща сложена углисто-кремнистыми, реже углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками образуют единичные прослои мощностью от 1,5 до 25 см [7]. Контакты толщи – тектонические. Мощность 400–450 м.

Кремнистые сланцы полосчатой, сланцеватой и брекчиевой структуры содержат до 70 % кварца, чешуйки слюды, перекристаллизованные остатки радиолярий, углеродистый пигмент.

Углисто-глинистые сланцы состоят из глинистого вещества примесью переменного количества углеродистого и слюдистого материала.

Полимиктовые песчаники сложены кварцем, плагиоклазом, обломками сланцев в глинистом цементе. Для пород характерна вкрапленность и линзовидные скопления пирита размером до 0,5 см.

По химическому составу, приведенному в приложении 9, можно заключить, что породы толщи

относятся к классу глинистых аркозов. На основании этого можно предположить о заметной примеси в составе пород терригенного пелитового материала. Наличие сингенетического пирита и прослоев известковистых пород может указывать на то, что осадки толщи формировались в бассейне, имеющем связь с материковой сушей. Глубины бассейна не превышали критических для отложения карбонатов – 3 000 м, а периодически возникающий сероводородный режим бассейна указывает на его достаточно ограниченные размеры, т. е. на его морской характер.

По данным В. В. Бабкина [7] породы толщи геохимически специализированы на серебро, слабо специализированы на медь, свинец, молибден, хром и интенсивно дифференцированы в распределении марганца и цинка.

Нижнесилурийский возраст варненской толщи уверенно устанавливается по ископаемой фауне, собранной в непосредственной близости от западной рамки листа, на сопредельной с запада площади (данные по Ал. В. Тевелеву [27]):

1) В карьере на правом берегу р. Ниж. Тогызак, в 3,75 км южнее устья Б. А. Янкелевичем собраны граптолиты *Retiolites* ex gr. *geinitzianus* Barr., *Monoclimacis* ex gr. *linnarssoni* Tullb., *M.* ex gr. *crenulata* Torn., *Monograptus priodon* Bronn, *M. spiralis* Gein., *M.* cf. *becki* Lapw., *Cyrtograptus* ex gr. *lapworthi* Tullb., *Pristiograptus* ex gr. *nudus* Lapw., *Rastrites perfectus* Mek. (определения Т. Н. Корень).

2) По данным В. В. Бабкина на левом берегу р. Ниж. Тогызак, в 1,9 км севернее пос. Варна обнаружены граптолиты *Rastrites perfectus* Mek., *Climacograptus scalaris* His., *Hedragraptus* aff. *janischewskyi* Obut, *Demirastrites* aff. *denticularis* Tg. (определения Б. М. Садрисламова).

3) У слияния рек Ниж. и Сред. Тогызак В. В. Бабкиным были найдены лландовери–венлокские граптолиты *Monograptus* cf. *priodon* (Bronn), *Cyrtograptus* (Barr.) *pulchellus* Tullb. (определения Б. М. Садрисламова), а также конодонты (Бикбаев и др., 1998): *Pterospathodus procerus*, *P. latus*, *Kockelella* cf. *ranuliformis*, *K.* aff. *walliseri*, *Aspidognathus* cf. *tuberculatus*, *Carniodus cumulus*, *Pseudooneotodus beckmani*, *P. bicornis*, *P. tricornis*, *P.* aff. *borensis*, *Dapsilodus obliquicostatus*, *Walliserodus* aff. *blackstonensis*, *Panderodus gracilis*, *P. simplex*, *P. unicastatus*.

Наиболее узкий возрастной интервал – позднелландоверийский – имеют граптолиты из первой точки, другие дают более широкий диапазон: от лландовери до раннего венлока.

На основании этих определений возраст варненской толщи принимается раннесилурийским (лландоверийско–ранневенлокским).

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Катенинская толща ($S_{1-2}kt$) выделена в серийной легенде и названа по пос. Катенино (лист N-41-XXVI). В описываемом объеме катенинская толща соответствует вулканогенно-осадочной толще ($S_{1-2}vos$) В. В. Бабкина [7]. Ранее Л. Д. Булькин [14] разделял ее на вулканогенную и осадочную, считая их фациальными аналогами, и относил к силуру. Позднее Янкелевич [33] относил ее к осадочно-вулканогенной толще силурийско–раннедевонского возраста. При ГДП-200 листа N-41-XIX [27] Ал. В. Тевелев к катенинской толще относил только рифогенные известняки, выделяя их в Варненской рифовой массив, а вулканогенно-осадочную часть разреза относил к ащисуйской толще, считая, что фаунистически охарактеризованными являются только рифогенные известняки.

Катенинская толща выделяется в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. На площади листа отложения распространены в центральной части Кукайско-Катенинского блока. Они выделены в тектоническом блоке меридионального простириания, выклиниваемом на севере, на широте оз. Камышное, а на юге уходящем за пределы листа.

Толща практически не обнажена и выделена по скважинам предшественников колонковыми, шнеково-колонковыми и КГК [7, 18, 19]. Несколько обнажений есть лишь на уровне пойменного комплекса р. Верхней Тогызак у пос. Лейпциг. В физических полях толща не выражается. Все контакты толщи тектонические.

Сложена толща туфами основного и среднего состава, вулканополимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками с прослоями порфировых базальтов и андезибазальтов, туфов смешанного состава, песчаников, алевролитов, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев и известняков. Характерной особенностью толщи являются протяженные, шириной до 1 км массивы рифовых известняков, как на площади листа, так и на сопредельной с запада территории. А. В. Тевелевым [27, 28] эти массивы были названы **Варненским рифом**. Авторами записки принимается это название. На геологических картах эти массивы выделены под индексом $S_{1-2}kt^{vr}$. По данным М. В. Шурыгиной, В. С. Милицыной [29] Варненский риф сложен массивными известняками нескольких разновидностей: грубодетритовые, криноидные; брахиоподовые ракушечники с кристаллическизернистой катаклазированной цементирующей массой; тонкозернистые, микрокомочковые с многослойными инкрустациями, с трубчатými водорослевыми образованиями; водорослевые, сгусткововодорослевые, полидетритовые с микрокомочками, кристаллическизернистые с реликтами пелитоморфной и микрокомочковой струк-

тур; катаклазированные, с фрагментами сине-зеленых водорослей и единичными брахиоподами. О рифовом характере известняков свидетельствует массивность пород, инкрустационные структуры, бентоносная фауна (рифоллюбивые виды – в основном водоросли). Мощность рифовых массивов может достигать 700–800 м. Местами известняки мраморизованы, трещиноваты.

Один из фрагментов разреза вулканогенно-осадочной части толщи получен по результатам бурения и редким обнажениям вдоль р. Верхний Тогызак у пос. Лейпциг [7] (рис. 1). По единичным замерам элементов залегания можно предположить, что общее падение пород западное. Поэтому описание его приводится в направлении с востока на запад. В обн. 10 обнажаются сильно дробленные, затронутые выветриванием туфы порфировых базальтов. По размеру обломочного материала они пелитовые, алевритовые и псаммитовые, реже агломератовые с размером обломков до 1–2 см. По составу это преимущественно туфы порфировых базальтов. На отдельных участках они имеют смешанный состав, где наряду с обломками базальтов в них наблюдаются обломки плагиоклаза, тонкозернистых туфогенных пород, сильно гематитизированных пород, обломки вулканического стекла и известняков. Туфы сильно трещиноваты, затронуты выветриванием и поэтому замерить в них элементы слоистости или отрисовать прослойки нельзя. В западной части обнажения на протяжении 30 м вскрыты базальты зеленовато-серые мелкозернистые, с редкими мелкими вкрапленниками пироксена и плагиоклаза. Иногда в них наблюдается миндалекаменная или флюидалная текстура. Основная масса тонкозернистая, микролитовой и микродиабазовой структуры.

Западнее, в обн. 11 и 11^а среди базальтов и туфов залегают два прослоя известняков мощностью 20–25 м. Эти известняки содержат органику нижнего венлока. С них и начинается возрастная датировка всей толщи. Попытка «посадить» эти известняки в разрез оказалась не совсем удачной. При перебурировании известняков обн. 11 под ними оказалась зона карста мощностью 40 метров. А в скв. 191, расположенной в 70 м западнее обн. 11^а, удалось вскрыть переслаивание известняков с базальтами и туфами и доказать принадлежность известняков к катенинской толще. Но в известняках не оказалось определенных органических остатков. До глубины 120,3 м в скважине подсечено 7 прослоев известняков мощностью от 2,5 до 28 м. Известняки плотные крепкие мелкозернистые преимущественно светло-серые. Переслаиваются они с порфировыми базальтами. Базальты зеленовато-серые мелкозернистые, иногда миндалекаменные с мелкими порфировыми выделениями пироксена и плагиоклаза. Ниже их в скважине вскрыто переслаивание псаммитовых туфов основного состава с агломератовыми и гравийными туфами смешанного состава.

Если проследить состав катенинской толщи в плане, то к северу от описанного разреза в ней постепенно уменьшаются, а затем и полностью исчезают известняки. Еще реже встречаются агломератовые туфы. А среди пепловых туфов появляются прослои порфировых лав основного состава и туфов смешанного состава. Реже встречаются вулканические песчаники с прослоями туфопесчаников и черных углисто-кремнистых сланцев. Отличительной особенностью толщи в северной части Кукайско-Катенинского блока (Тарутинский блок) является появление в ее составе туфов смешанного состава. Как правило, это зеленовато-серые породы с отчетливой обломочной структурой. По размеру обломочного материала это псаммитовые, гравийные и агломератовые туфы. Обломки большей частью остроугольные. Состав обломочного материала: пироксенофиновые и пироксен-плагиофиновые базальты, обломки вулканического стекла, кварца, плагиоклаза среднего состава.

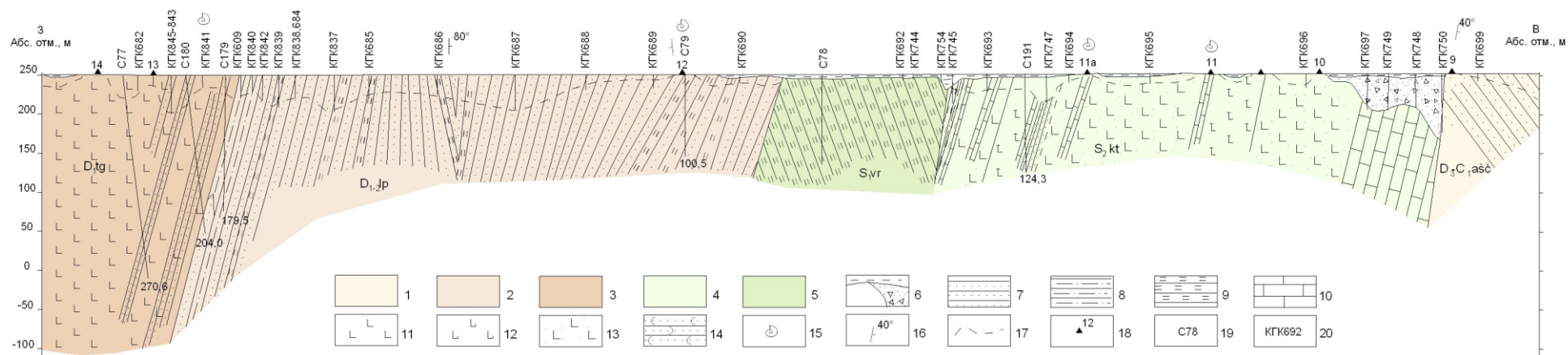
В южном направлении от пос. Лейпциг в составе толщи появляется массив рифовых известняков (Варненский риф), а прослоев эффузивов и туфов смешанного состава нет. У южной границы листа, в Катенинском блоке в составе толщи преимущественное развитие имеют порфировые лавы и туфы андезитового и реже дациандезитового состава.

По химическому составу, приведенному в приложении 9, базальтоиды толщи соответствуют андезибазальтам и гиперстенным базальтам. Состав нормативного плагиоклаза (30 % анортита) при сумме щелочей 4,5–5,0 % и соотношении $K_2O/Na_2O = 0,23–0,56$ характеризуют вулканыты толщи как относящиеся к нормальной калиево-натриевой серии.

Геохимически породы толщи характеризуются кларковыми и нижекларковыми содержаниями практически всех элементов, за исключением слабой специализации вулкаников на хром.

В Тарутинском блоке под воздействием интрузий михеевского комплекса породы толщи ороговикованы, пропицитизированы, участками скарнированы и вмещают медно-порфировое оруденение.

Возраст катенинской толщи фаунистически обоснован. В 1986 г. М. О. Шурыгиной и В. С. Милициной [7, 29] в прослое известняков среди вулкаников (обн. 11, рис. 1), были собраны и определены: *Halysites junior* Klaam., *Favosites* ex gr. *favosus* (Goldfuss), *Libumella* ex gr. *enormis* Zenk., *Jatella* ex gr. *longa* (Zenk.), *Tubulibairdia* cf. *enormis lata* Zenk., *Bairdia* cf. *shegultanica* Zenk., *Buxina densa* Zenk., *Egiasarowicrinus* ex gr. *egiasarowi* (Yelt.).



1-5: стратифицируемые подразделения: 1 - ашцуская толща (D_3C_1asc); 2 - лейпцигская толща (D_{1-jp}); 3 - тогузакская толща (D_{1tg}); 4 - катенинская толща (S_2kt); 5 - варненская толща (S_{1jr}); 6-11: осадочные породы: 6 - покровные и карстовые отложения; 7 - песчаники; 8 - алевролиты; 9 - углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы; 10 - известняки; 11 - 14: вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 11 - базальты; 12 - базальты, андезитбазальты пироксен-плагиоклазовые; 13 - туфы основного состава; 14 - туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники; 15 - 20: прочие обозначения. 15 - места находок фауны; 16 - элементы слоистости; 17 - граница распространения кор выветривания; 18 - коренные обнажения; 19 - скважины колонкового бурения; 20 - скважины КГК

Рис. 1. Разрез по данным бурения вдоль р. Верхний Тогызак у пос. Лейпциг (по В. В. Бабкину, 1968ф).

А по обнажениям и в карьере по р. Средний Тогызак вблизи железнодорожного переезда в известняках Варненского рифа определены: криноидеи – *Pisocrinus* (?) cf. *astericus* (Schew.), *Crotalocrinites* cf. *rugosus* Miller, *Obuticrinus* cf. *bullosus* (Yelt. et Stuk.), *Bystrowicrinus* cf. *compactus* (Yelt.) и др.; табуляты – *Angopora rifaia* Yanet, *Favosites gothlandicus* Lam., *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Coenites juniperinus* Eichw., *Halysites* cf. *junior* Klaam., *Anterolites stellaris* Yanet и др.; пентамериды – *Harpidium insignis magnus* (Khod.), *Brooksina turkestanica* Nikif., *B. striata* (Eichw.), *Clorinda* cf. *bisulcifera* Sapel., *Wyella* cf. *uralica*; атрипиды – *Procarinatina* ex gr. *prae-arimaspus* (Nikif.), *Atripoidea columbella* (Barr.), *A. uralica* Khod.; гелиолитиды – *Propora salairica* Miron. и др.; трилобиты – *Bumastus uralicus* Weber, *Youngea uralica* (Tschern.) и др. По мнению М. В. Шурыгиной и В. С. Милицыной часть приведенных видов характерна для елкинского горизонта венлока, часть имеет переходный возраст, а часть – раннелудловский возраст (исовский горизонт).

На основании этих определений возраст катенинской толщи принят ранне-позднесилурийским (венлок–лудловским).

Мощность катенинской толщи составляет 700–1 200 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система представлена нижним отделом (тогузакская толща), нижним–средним отделами (лейпцигская толща), верхним отделом (ашесуйской толщей позднедевонско–раннекаменноугольного возраста, описанной ниже).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тогузакская толща (D₁tg) в предлагаемом объеме соответствует одноименной толще В. В. Бабкина [7]. Ранее отложения толщи большинством исследователей относились к силурийскому возрасту.

Отложения толщи выделяются в восточной части Кукайско-Катенинского блока, в тектоническом блоке шириной до 3 км, осложненном субмеридиональными и широтными (косоширотными) разломами.

Сложена толща микропорфировыми базальтами, реже андезибазальтами с прослоями порфировых их разностей, их туфов, углисто-кремнистых, кремнистых и углисто-глинистых конгломератов и известняков. В верхах толщи появляются прослои порфировых риодацитов и их туфов. Средний химический состав базальтов и алевролитов толщи приведен в приложении 9.

Единичные обнажения толщи имеются лишь вдоль р. Верхний Тогызак, на остальной части площади толща выделена по данным буровых работ [7, 18].

На детальных картах остаточных аномалий Δg толща характеризуется положительной линейно-вытянутой аномалией интенсивностью до 7 мГал, на картах ΔT , ΔZ ей отвечает спокойное отрицательное поле интенсивностью от 0 до 200 нТл, и только на участках скарнированных пород и рудных скарнов (Тарутинский блок) интенсивность магнитного поля повышается до 600–1 000 нТл. В электрических полях толща не выделяется.

Средняя плотность толща – 2,74 г/см³, магнитная восприимчивость составляет от единиц до 2 200 нТл, средняя – 200 нТл.

Нижний контакт толща достоверно нигде не установлен. Толща залегает в тектонических блоках. Верхний контакт с лейпцигской – согласный с переслаиванием, установлен в колонковых скважинах возле пос. Лейпциг (рис. 1) и приведен при описании лейпцигской толща.

Если проследить толщу в плане, то на всем протяжении она сложена большей частью однообразными по составу базальтами. Все остальные породы залегают в них в виде прослоев. По данным глубокого бурения в 5 км севернее оз. Соленое мощность прослоев песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев может составлять первые десятки метров.

Выдержанный фациальный состав вулканитов толща, наличие подушечных лав с миндалекаменной текстурой и большая мощность указывают на трещинный характер излияний при компенсирующем погружении. Незначительное развитие пирокластических образований и осадочных пород, отсутствие следов выветривания подтверждают спокойный непрерывно пульсирующий характер излияний в обстановке растяжений. Ближе к верхней толще прослоев осадочных пород становится больше. Базальтовый вулканизм затухает, и в промежутках между изменениями формируются известково-терригенные и кремнисто-глинистые породы. Анализ их состава показывает на их принадлежность к классу глинистых граувакк. Наличие полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников подчеркивает связь области подводного вулканизма с до-

статочной «зрелой» сушей, а присутствие внутрiformационных брекчий и гравелитов указывает на периоды активной сейсмичности, когда происходило оползание, разрушение и перемещение уже отложенного материала.

Этот период совпадает, вероятно, с началом деятельности локальных центров кислого вулканизма, зафиксированного в составе толщи лавами натровых риолитов и риолит-дацитов и их туфами.

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 1 200–1 500 м.

Верхний возрастной предел толщи установлен при разбуривании ее контакта с лейпцигской толщей в районе пос. Лейпциг [7]. В верхах толщи скважиной 180 (рис. 1) на глубине 6,0–18,0 м вскрыты серые мелкозернистые известняки. В интервалах 8,5 и 13,0 м в них найдены тентакулиты: *Turkestanella cf. crenulata* Klish., *Styliolina* sp.

По заключению В. Л. Клиоиевича эти формы относятся к пражскому ярусу нижнего девона и соответствуют вижайскому горизонту.

На основании этих определений возраст тогузакской толщи принят раннедевонский.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Лейпцигская толща ($D_{1-2}lp$) выделена и названа по пос. Лейпциг В. В. Бабкиным [7] и в предлагаемом объеме соответствуют его варианту. Ранее она называлась толщей кремнистых сланцев [14] и имела такой же возраст. Б. А. Янкелевич [33] часть разреза, содержащую органику среднего девона, выделял в карбонатную толщу среднедевонского возраста, остальную часть относил к черносланцевой толще среднеландоверийско–венлокского возраста.

Отложения толщи распространены в Ильиновско–Марииновской подзоне Красногвардейско–Светлинской СФЗ, в центральной и восточной частях Кукайско–Катенинского блока.

Сложена толща песчаниками кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми с прослоями известняков и известняками с прослоями углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов и гравийных песчаников.

Исходя из разреза толщи в ее составе были выделены два разновозрастных, но фациально разных типа разреза – терригенный и карбонатный.

Терригенный тип разреза лейпцигской толщи выделяется в пределах Кукайско–Катенинского блока, в тех же тектонических блоках, что и тогузакская толща. Подтолща не обнажена, на АФС не выделяется и выделена по скважинам КГК, и шнеково-колонкового бурения предшественников [7, 18].

В гравитационном и магнитном полях терригенный тип разреза не выделяется из-за малых размеров по горизонтали и вертикали и близких физических свойств с вмещающими породами. Терригенные породы подтолщи практически немагнитные – $0-2 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность их – $2,6 \text{ г/см}^3$. На планах аномалий вызванной поляризации площадь пород толщи сопровождается аномалиями ВП интенсивностью от 4 до 10–14 % от широты пос. Лейпциг до юго-западного контакта с Соленоозерским массивом и на 1,5–2 км ее севернее. Далее на север из-за уменьшения горизонтальной мощности и увеличения мощности чехла рыхлых отложений толща в поле ВП не выделяется.

Алевролиты и песчаники терригенного типа разреза характеризуются слабой свинцовой специализацией и интенсивной дифференциацией в распределении меди, серебра, молибдена. Углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы слабо специализированы на медь, серебро, молибден и интенсивно дифференцированы по характеру распределения марганца, меди, цинка, свинца и стронция.

Нижний контакт терригенного типа разреза толщи вскрыт на р. Верхний Тогызак у пос. Лейпциг [7]. Он подсечен двумя скважинами колонкового бурения № 180 и 179 и проведен по кровле последнего прослоя микропорфиритов из тогузакской толщи (рис. 1). Контакт здесь получился хотя и постепенный, с переслаиванием базальтов и песчаников, но запрокинутый (по определениям органических остатков), с общим падением на запад под углом 78° . Органические остатки в зоне контакта обнаружены в скважине № 180 и в обн. 12, на котором пробурена скважина № 79, однозначно «посадившая» песчаники с органическими остатками в разрез лейпцигской толщи. На разрезе получилось видимое залегание базальтов тогузакской толщи на песчаниках лейпцигской. Но определение органических остатков не позволяет поднять возраст тентакулитов выше вижайского горизонта, а возраст органики из обнажения № 12 опустить до верхов пражского яруса, поэтому контакт является согласным с переслаиванием, но запрокинутым на восток.

Полного, хорошо разбуренного разреза толщи нет [7]. Ее небольшой фрагмент удалось получить лишь в районе пос. Лейпциг (рис. 1). Песчаники обнажения № 12 явились отправной

точкой понимания разреза толщи. Пробуренная здесь скважина № 79 глубиной 100,5 м вскрыла частое переслаивание серых существенно кварцевых средне- и крупнозернистых песчаников и черных углисто-глинистых сланцев. В песчаниках, кроме обломков кварца, встречаются остроугольные обломки черных углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев. По их составу вполне можно допустить, что при формировании лейпцигской толщи происходило частичное разрушение и переотложение пород варненской толщи. Много для понимания разреза дали и скв. 179 и 180 (№ 1 на карте). По их данным оказалось, что в составе толщи есть также зеленые и вишнево-красные алевролиты (скв. 179), полимиктовые песчаники и гравелиты (скв. 180).

Химический состав глинистых осадков приведен в приложении 9, их тип характеризуется как переходный от высокоглинистых полевошпатовых к аркозовым.

Присутствие в составе подтолщи песчаников с остатками брахиопод и криноидей, текстуры взмучивания и оползания, выражающиеся в наличии обломочно-линзовидной слоистости с косою микрослоистостью в линзовидных слоях характеризуют обстановку небольших глубин бассейна.

Мощность терригенного типа разреза лейпцигской толщи оценивается в 450–600 м.

Карбонатный тип разреза лейпцигской толщи распространен в восточной части Тарутинского блока (северная часть Кукайско-Катенинского блока первого порядка), в обрамлении Карамысовского массива. Представлен он известняками с прослоями песчаников и углисто-глинистых сланцев, аналогичных терригенному типу разреза. В данном блоке отложения подтолщи не обнажаются и откартированы по скважинам предшественников [7, 18, 25].

На АФС площадь сложенная карбонатным типом разреза Лейпцигской толщи не выделяется. В гравитационном поле она находится в зоне градиента – уменьшение интенсивности с запада на восток, в магнитном поле характеризуется спокойным отрицательным полем интенсивностью от –50 до –150 нТл, за исключением участков в контакте Карамысовского массива подвергнутым скарнированию, где интенсивность поля возрастает до 200–500 нТл. Наиболее интенсивно скарнированы породы в ксенолитах и провесах кровли массива. На участках крутых контактов массива мощность скарнов минимальная. Кроме скарнирования в приконтактной зоне отмечается мраморизация известняков.

Второй участок с подобными известняками обнажается по обоим берегам р. Средний Тогызак у железнодорожного моста. Расположен он в Лейпцигском блоке Петровско-Буруктальского антиклинория в тектоническом блоке в зоне Побединского разлома. Отложения в этом блоке представлены известняками по структурам и набору фауны близким к рифогенным. Средняя плотность известняков – 2,66 г/см³, магнитная восприимчивость 0–2·10⁻⁵ ед. СИ.

Известняки карбонатного типа разреза характеризуются нижекларковыми и кларковыми концентрациями всех элементов и интенсивной дифференциацией по характеру распределения меди, серебра и молибдена.

Мощность карбонатного типа разреза оценивается в 450–600 м.

В цементе песчаников терригенной подтолщи в обн. 12 (рис. 1) найдены многочисленные обломки брахиопод и криноидей [7]. Среди них определены: *Chonetes* sp. indet., *Strophonella* sp., *Rhynchonellidae* (обломки створок), *Atrypa* sp., *Garinatina* cf. *arimaspus* (Eichw.), *Punctatrypa* ex gr. *perpolita* (Khod.), *Hexacrinites* (?) sp. indet., *Tetraptocrinus* sp. По определению И. А. Брейвель (брахиоподы) и В. С. Милициной (криноидеи) возраст их девонский, предположительно эйфельский ярус не исключаящий верхов пражского яруса.

В районе Тарутинского блока в известняках карбонатного типа разреза найдены кораллы: *Columnnopenella* sp. indet., *Cladophora* sp., *Amphipora* (?) ex gr. *fidelis* Jav., *Stachycydes* (?) sp., которые по определению Ф. Е. Янет отвечают среднему девону, возможно эйфельскому ярусу [8, 25]. Здесь же в известняках найдены фораминиферы: *Parathyrammia* cf. *cordata* Pron., *P.* aff. *paulis* E. Vyk., *P. magna* Antr., *P.* aff. *oldae* Sul., *Cribrosphaenoides irregularis* (Pron.), *Bisphaera* sp., *Archaelagena* aff. *borealia* (Pron.). По определению Т. В. Прониной возраст этих известняков среднедевонский [8, 25].

В известняках у железнодорожного моста на левом берегу р. Средний Тогызак М. В. Шурыгиной и В. С. Милициной летом 1986 г. [7, 29] сделаны многочисленные сборы ископаемых органических остатков: *Milticosta* sp., *Carinatina* cf. *praesignifera* Rzons., *Spinatrypa* sp. indet. (ex gr. *mala* Khod.), *Janius* sp. indet. (*sergaensis*?), *Tetralobocrinus* sp., *Agatocrinus* sp., *Pentapaleocrinus* ex gr. *kisilensis* Yelt. et Milicina, *Salairocrinus* cf. *cingulatus* (Goldfuss), *Pandocrinus* cf. *pandus* Stuk., *Floricyclus* sp., *Mediocrinus* sp. Возраст их нижний девон, пражский ярус, тошемский (?) горизонт [7].

Все эти определения позволяют отнести терригенный и карбонатный тип разреза в единую лейпцигскую толщу, имеющую ранне-среднедевонский (пражский–эйфельский) возраст.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ащисуйская толща ($D_3-C_1a\check{s}$) названа по балке Ащису (Казахстан, Прииргизье).

Сложена толща песчаниками кварцевыми, полимиктовыми и кремнисто-известковистыми, глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, известняками. В низах толщи отмечаются прослои порфировых андезитов и базальтов, их туфов, базальные конгломераты.

Отложения толщи распространены в Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в Петровско-Буруктальском синклинии и восточной части Бобровско-Городищенской горст-антиклинали, где выполняют небольшие брахиформные структуры пространственно тяготеющие к разрывным нарушениям.

Обнажения толщи имеются только в долине р. Средний Тогызак, на остальной территории отложения толщи выделены по данным бурения. На АФС границы толщи не выделяются.

В гравитационном, магнитном и электрическом полях породы толщи практически не выделяются, вследствие ее малых горизонтальных и вертикальных мощностей, незначительной разности в плотности пород толщи и окружающих пород и почти полного отсутствия в породах ферромагнитных и электропроводящих минералов.

Средняя плотность пород толщи составляет: песчаников – $2,55 \text{ г/см}^3$, алевролитов – $2,64 \text{ г/см}^3$, известняков – $2,69 \text{ г/см}^3$; магнитная восприимчивость пород – $0-10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Внутреннее строение толщи изучено слабо. По данным бурения и редким обнажениям отмечается, что в северной части Лейпцигского блока (южная часть Кукайско-Катенинского блока) разрез толщи представлен светло-серыми и серыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов, углисто-глинистых сланцев и известняков [7]. В южной части блока разрез представлен известняками с прослоями алевролитов и углисто-глинистых сланцев. В юго-западном углу планшета в составе толщи отмечаются прослои андезитовых порфиритов [8].

В двух брахисинклиналиях, расположенных на границе Кукайско-Катенинского блока и Бобровско-Городищенской горст-антиклинали, в обнажениях по р. Средний Тогызак, в основании толщи отмечается переслаивание глинистых, углисто-глинистых темно-серых сланцев с кварцитовидными кремнисто-известковистыми песчаниками и темно-серыми известняками. Мощность прослоев не превышает 20 см. Верхняя часть разреза сложена мраморизованными известняками, обладающими светло-серой до темно-серой окраской [14].

Отложения толщи с несогласием залегают на разновозрастных толщах ордовика, силура, девона. Несогласный контакт с конгломератами в основании мощностью до 23 м зафиксирован западнее площади листа в карьерах на левом берегу р. Средний Тогызак (в 500 м западнее места слияния его с р. Нижний Тогызак). Перекрывается толща мезо-кайнозойскими отложениями.

Химический состав пород толщи приведен в приложении 9.

В геохимическом отношении известняки толщи характеризуются кларковыми и нижекларковыми содержаниями элементов и интенсивной дифференциацией в распределении никеля, кобальта, хрома, марганца и стронция. Песчаники и углисто-глинистые сланцы слабо специализированы на свинец и интенсивно дифференцированы по характеру распределения меди, свинца и серебра.

Отложения толщи фаунистически охарактеризованы. В брахисинклинали, у восточной окраины пос. Заречье, А. А. Сальниковым была собрана, а Д. В. Ниливкиной определена фауна фаменского возраста: *Spirifer* ex gr. *verneulli* Murch., *Liorhynchus numismalis* Nal. В этих же известняках Н. Я. Коганом собраны *Favosites polymorphus* Goldf., *F.* ex gr. *goldfussi* d'Orb., которые обычны в среднедевонских и франских слоях и плохо сохранившуюся фауну брахиопод каменноугольного возраста. А в 1956 г. Т. В. Прониной определены фораминиферы *Endothyra* sp. ind. и водоросли *Girvanella* sp., свидетельствующие о каменноугольном возрасте [14].

В брахисинклинали, расположенной восточнее, в прослоях известняков были определены фораминиферы *Vicinesphaera squalida* Antr., *Bisphaera irregularis* Bir., *Baituganella* aff. *chernyshinensis* Lip., *Parathuramina* sp., *Hyperamina* cf. *minima* Bir., *Chernyshinella* sp., *Endothyra primaeva* Raus., *E.* aff. *crassiseptata* Malakh. Комплекс фораминифер, по мнению определившей их Т. В. Прониной, свидетельствует о верхних горизонтах нижнего турне или нижних горизонтах верхнего турне [14].

В 7,6 км севернее пос. Лейпциг (территория Казахстана) в прослое известняков среди песчаников М. В. Постоялко был определен комплекс фораминифер верхнедевонского возраста. А в юго-восточной части площади в нескольких точках М. В. Постоялко определен комплекс фораминифер, свидетельствующий о фаменско-раннетурнейском возрасте толщи.

На основании этих определений и многочисленных определений фауны фораминифер, бра-

хиопод и конодонтов на соседних с запада и юга площадях возраст ащисуйской толщи принимается позднедевонско–раннекаменноугольным (от фаменского яруса верхнего девона до турнейского яруса нижнего карбона включительно).

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 100–250 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена нижним отделом (вышеописанной ащисуйской толщей позднедевонско–раннекаменноугольного возраста, тущесайской, еткульской, кайрактинской и кулыккольской толщами).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тущесайская толща (C,tš) выделена в серийной легенде и названа П. В. Лядским по логу Тущесай на листе М-41-VIII [9].

Породы толщи распространены в юго-западном углу площади, где в пределах Кукайско-Катенинского блока слагают северную, обрезанную разломами, часть Тулакской брахисинклинали, большая часть которой находится за южной рамкой листа. В Бобровско-Айкенском антиклинории породы толщи слагают небольшую брахисинклинали у пос. Алтырка.

Толща не обнажена и на АФС не выделяется. Не выделяется она и в физических полях. Породы толщи практически немагнитные ($0-10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), средняя плотность пород – $2,59 \text{ г/см}^3$.

Нижний контакт толщи на площади не вскрыт, но залегание ее с несогласием на породах заречьенской и катенинской толщ не вызывает сомнения. На сопредельной с юга площади отмечается согласное залегание пород толщи на породах ащисуйской толщи [6].

Преимущественным развитием в составе толщи пользуются глинистые, углисто-глинистые сланцы и аргиллиты, а также алевролиты, песчаники кварцевые и аркозовые, реже отмечаются прослой известняков и углисто-глинисто-кремнистых сланцев.

Мощность толщи составляет 250–300 м.

Возраст толщи на площади листа фаунистически не охарактеризован. На сопредельном с юга листе N-41-XXVI, в южной части Кукайско-Катенинского блока в пачке известняков, залегающей в основании толщи, определен богатый комплекс фораминифер кизеловского горизонта верхнего турне, брахиопод нижнего визе, кораллов верхнего турне–нижнего визе. В согласно залегающих выше терригенных породах, аналогичных разрезу тущесайской толщи на описываемой площади, выделен спорово-пыльцевой комплекс верхнего турне–нижнего визе. Аналогичный возраст (позднетурнейский–ранневизейский) по фауне и микрофауне определен в породах толщи в пределах Бобровско-Городищенской горст-антиклинали.

На основании сопоставления разреза тущесайской толщи с фаунистически охарактеризованными разрезами на листе N-41-XXVI возраст толщи принимается раннекаменноугольным (позднетурнейским–ранневизейским), что не противоречит серийной легенде.

Еткульская толща (C,et) распространена в небольшом (менее 1 км^2) участке в северо-западном углу планшета. В предлагаемом объеме соответствует белоключевскому типу разреза белоключевской толщи Ф. А. Пискунова [25]. Последний объединил в ее составе карбонатно-терригенные отложения и ранее известные под названием белоключевской толщи и осадочно-вулканогенные отложения, ранее относимые к рифею.

Нами карбонатно-терригенные отложения отнесены к еткульской толще, а осадочно-вулканогенные (осиповский тип разреза (Ф. А. Пискунова)) к кайрактинской толще, описание которой приведено ниже.

На территории листа еткульская толща не обнажена. Выделена она по скважинам, пройденным по северной рамке листа [25]. Наиболее полно разрез толщи изучен севернее рамки листа по р. Уй и ее притокам, а также по скважинам. По данным Ф. А. Пискунова разрез толщи представлен известняками и ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и глинистыми известняками, с прослоями базальтов (вариолитов) и долеритов, количество которых увеличивается по направлению с запада на восток.

Нижняя граница толщи не изучена. С кайрактинской толщей граница условная, связанная постепенным фациальным переходом от карбонатно-терригенного к осадочно-вулканогенному типу разреза.

Породы толщи практически немагнитные, средняя плотность их составляет $2,70 \text{ г/см}^3$.

Ф. А. Пискуновым [25] собрана богатейшая коллекция фораминифер: *Earlandia vulgaris* var. *minor* Raus., *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.), *P. exilis* (Raus.), *P. omphalota* var. *minima* (Raus. et

Reitl.), *P. pauciseptata* (Raus.), *P. bradyi* (Mikh.), *Eostaffella minutissima* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *Endostaffella parva* (Moell.), *Tetrataxis* cf. *opalidis* Vdov., *Tolepammia fortis* Reitl., *Howehinia exilis* Viss. forma *compressa*, *Janischewskina* cf. *rovnensis* (Gan.), *Globivalvulina* cf. *parma* N. Thern., *Asteroarchaediscus ovooides* (Raus.) и многие другие.

По мнению определившей их З. Г. Поповой, возраст толщи – поздневизейский–раннесерпуховский.

Мощность толщи ориентировочно оценивается до 1 000 м.

Кайрактинская толща (С₁kr) названа по р. Кайракты на востоке Оренбургской области и является стратифицируемой частью одноименного базальтового комплекса.

В предлагаемом объеме выделена при настоящих работах. Соответствует осадочно-вулканогенному (осиповскому) типу разреза белоключевской толщи, выделенной Ф. А. Пискуновым [25].

Отложения толщи распространены в северо-западном углу планшета, слагая в западной части Белореченско-Камышнинского блока Белореченскую грабен-синклиналь. На площади листа толща полностью перекрыта рыхлыми образованиями, на АФС не выделяется и картируется по данным скважин предшественников [25] (профиль у северной рамки листа), а также по геофизическим данным.

На детальном картах локальных аномалий силы тяжести и детальном профилях, осадочно-вулканогенные породы толщи, имеющие среднюю плотность 2,70 г/см³, отделяются от габбро-долеритов Осиповского массива, имеющими плотность 2,74 г/см³, понижением поля порядка 1,5–2 мГал. Западная граница кайрактинской толщи с породами еткульской толщи характеризуется градиентом поля тяжести с понижением на запад.

Восточный контакт Осиповского массива с Нижне-Санарским массивом в гравитационном поле не выделяется.

В магнитном поле из-за слабой магнитной восприимчивости пород (от 0 до 30·10⁻⁵ ед. СИ) кайрактинская толща не выделяется, за исключением контакта с породами триаса, выполняющими Мазаевский грабен и характеризующимися повышенным (до 400 нТл) аномальным полем.

Контакт кайрактинской толщи с породами еткульской толщи условный, связанный с постепенным фаціальным замещением карбонатно-терригенного разреза еткульской толщи – осадочно-вулканогенными породами кайрактинской толщи.

Внутреннее строение толщи на описываемой площади изучено слабо. Ф. А. Пискуновым в 10 км севернее рамки листа в обнажениях по реке Уй, правобережным логам, дополненным скважинами и горными выработками установлено, что кайрактинская толща представлена вулканогенными породами – вариолитами, базальтами афировыми и порфиоровыми, с прослоями туфов и туффилов. Среди вулканогенных пород залегают прослои и пачки ритмичнослоистых терригенных пород от гравелитов и песчаников в основании ритмов до известняков в кровле ритмов. Мощность ритмов – от нескольких см до первых десятков см. Состав терригенных пород, а особенно ритмичность аналогичны терригенным породам еткульской толщи. В составе пачек терригенных пород присутствуют прослои характерных для толщи вариолитов.

Породы толщи подвергнуты складчатым дислокациям, смяты в небольшие, часто флексурные, складки, разбиты массой мелких разрывных нарушений, в зонах которых рассланцованы и брекчированы. Кроме этого породы толщи подвергнуты сильному динамометаморфизму, в результате которого осадочные породы в основной массе превращены в кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, прослои известняков часто будинированы и разлинзованы, вулканиты превращены в плагиоклаз-эпидот-хлорит-альбитовые, плагиоклаз-хлорит-амфиболовые, плагиоклаз-амфибол-хлоритовые сланцы, первичная структура которых различается с трудом.

Породы толщи прорываются субвулканическими комаматами комплекса: долеритами, долерит-порфиритами и габбродолеритами, слагающими дайки, тела сложной формы и крупный субвулканический массив – Осиповский. В ксенолитах между дайками и многочисленных ксенолитах Осиповского массива породы толщи ороговикованы, а, по мнению автора, в большей мере метасоматически преобразованы. Терригенные породы превращены в кварциты, кварц-альбит-хлоритовые сланцы, вулканиты – в зеленые сланцы.

Что касается возраста кайрактинской толщи, то до проведения геологосъемочных работ Ф. А. Пискунова, он считался ранне-среднерифейским. Основанием для этого послужила находка ранне-среднерифейских онколитов и картографий в одном из ксенолитов мраморизованных известняков, залегающем среди даек долеритов. Ф. А. Пискуновым было установлено, что эти известняки вмещают прослои типичных для кайрактинской толщи вариолитов. Кроме этого в двух точках на р. Тогызак и под пос. Белоключевка похожие «онколиты» были обнару-

жены в совместном нахождении с каменноугольной фауной, в том числе с фораминиферами («что можно наблюдать даже в пределах одного шлифа»).

На сопредельной с севера площади в терригенных прослоях толщи в шлифах из известняков были определены фораминиферы: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Cribrospira panderi* Moell., *Plectogira omphalota* (Raus. et Reitl.), *P. samarica* (Raus.), *P. bradyi* (Mikh.), *P. bradyi* var. *compressa* (Reitl.), *Endothyranopsis crassus* var. *sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Bradyina rotula* Eichw., *Eostaffella ikensis* Viss., *E. mosquensis* Viss., *E. parastruvei* (Raus.), *Archaediscus varsanofievae* Grozd. и другие формы. По мнению З. Г. Поповой, возраст толщи – поздневизейский–раннесерпуховский [25].

На основании этих данных возраст кайрактинской толщи принимается раннекаменноугольным (поздневизейско–серпуховским).

Мощность толщи ориентировочно оценивается до 1 000 м.

Кулькольская толща (С₁кк) свое название получила по оз. Кульколь (Видюков, 1988ф) и является стратифицируемой частью одноименного базальт-риолитового комплекса.

Кулькольская толща имеет распространение в Александровской подзоне Урайско-Денисовской СФЗ, в Александровско-Арчаглинском блоке Александровско-Денисовского синклинория. На территории Российской Федерации отложения толщи выделены в северо-восточном углу планшета.

Породы толщи слагают небольшой блок 10×10 км, имеющий на севере тектонический контакт с гранитоидами Ключевского массива, на западе (территория Казахстана) тектонический контакт с заречьянской толщей, на востоке и юге (на юге – на территории Казахстана), прорываются гранитоидами Ключевского массива.

Отложения толщи перекрыты покровными отложениями мощностью до 70–80 м. На картах аномалий силы тяжести породы толщи характеризуются пониженным полем (на 2–4 мГал) по сравнению с гранитоидами барамбаевского комплекса на юге и севере ее площади распространения, а по сравнению с гранитоидами на востоке наоборот повышенным на 2 мГал полем.

Магнитное поле над породами толщи контрастное. На фоне спокойного магнитного поля интенсивностью от –50 до 100 нТл выделяются контрастные положительные аномалии, связанные со скарнированными породами и магнетитовыми скарнами, интенсивностью в эпицентрах до 2 000 нТл и более.

Строение толщи на территории листа и на сопредельной с северо-востока площади изучались бурением при геологосъемочных [30] и поисковых работах на железо [6, 31].

Здесь Е. П. Щулкиным [31] были выделены четыре раннекаменноугольные толщи, снизу вверх:

1. Осадочно-вулканогенная (С₁v₂₋₃?);
2. Терригенно-карбонатная (С₁v₃);
3. Базальт-риолитовая (С₁v₃-sp?);
4. Осадочно-вулканогенная (С₁sp?).

Разрез осадочно-вулканогенной толщи представлен алевролитами, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, глинистыми и мергелистыми известняками, туфоалевролитами, туффитами с прослоями андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов. За пределами площади, северо-восточные площади листа разрез фациально замещается андезито-базальтовыми порфиритами с прослоями их туфов и лавобрекчий, редко туфогравелитов и карбонатных алевролитов.

Породы толщи пронизаны серией даек долеритов и порфировых риодацитов, являющихся субвулканическими комагматами толщи.

Средняя плотность кварцевых песчаников составляет – 2,65 г/см³, алевролитов и аргиллитов – 2,69 г/см³, туфогенных пород – 2,73 г/см³, скарнов – до 3,07 г/см³. Породы толщи практически немагнитные за исключением скарнов (æ до 5 700·10⁻⁵ ед. СИ). Мощность толщи ориентировочно оценивается в 800 м.

Терригенно-карбонатная толща представлена светло-серыми органогенными известняками, содержащими микрофауну и брахиоподы, переслаивающимися с алевролитами, глинисто-карбонатными сланцами, прослоями конгломератов.

Средняя плотность пород толщи может изменяться от 2,65 до 2,72 г/см³ в зависимости от преобладания в разрезе той или иной литологической разновидности пород.

Возраст толщи устанавливается богатым комплексом фораминифер в известняках: *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.), *P. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globules* (Eichw.), *Bradyina rotula* (Eichw.), *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Eostaffella proicensis*, *Cribrostamum* sp., *Archaediscus moelleri* Raus. и др.

По мнению определившей их А. П. Проскуриной, комплекс характерен для отложений верх-

него визе.

Кроме того, в этих же известняках были определены брахиоподы (определения В. Д. Шох): *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* (Mart.), *Davidsonina* cf. *carbonaria* (McCoy), подтверждающие этот возраст.

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 750–900 м.

Базальт-риолитовая толща представлена кварцево-плагиофировыми риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами, лавобрекчиями с прослоями туфов смешанного состава, порфировых андезитов, андезибазальтов трахибазальтов.

Плотность пород меняется в широких пределах (от 2,45 до 2,85 г/см³), составляя в среднем 2,66 г/см. Магнитная восприимчивость так же меняется в широких пределах – от 0 до $4 \cdot 240 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Наименее магнитные кислые эффузивы в низах толщи, наиболее магнитны прослои эффузивов основного состава в средней и верхней части разреза. Мощность толщи ориентировочно оценивается в 750–800 м.

Осадочно-вулканогенная толща представлена кварцевыми и кварцсодержащими плагиофировыми и пироксено-плагиофировыми базальтами с прослоями плагиофировых андезибазальтов, их туфами, туфолавами, лавобрекчиями, туфопесчаниками, полимиктовыми песчаниками и алевритами, органогенными известняками.

Плотность эффузивов толщи составляет 2,83–2,86 г/см³, туфогенных пород – 2,65 г/см³. Магнитные свойства пород сильно дифференцированы. Туфогенные породы практически немагнитны, эффузивы характеризуются магнитной восприимчивостью от единиц до первых тысяч на 10^{-5} ед. СИ. Наиболее магнитные разности, возможно, расположены вблизи вулканических аппаратов за пределами площади скв. 174 вскрыта пачка переслаивающихся мелкозернистых песчаников, красноцветных аргиллитов со слабо мраморизованными белыми известняками с фауной брахиопод и обильной микрофауной фораминифер. Среди остатков фауны брахиопод В. Д. Шох (ДСП) определены: *Strachythyris* cf. *gracilis* (Jon.), *Phricodothyris* cf. *striata* (Bot.), *Striathyfera* cf. *striata* (Fisch.).

Фораминиферы определены сотрудникам палеонтологической группы поисково-съемочной партии А. К. Проскуриной: *Glomospira gordialis* (Jon. et Park.), *G. elegans* Lip., *Galcidiscus multivolutus* (Reitl.), *Ammobaculites* (?) *horridus* Brazhn. et Pot., *Tolypamma fortis* Reitl., *Endothyra* ex gr. *spirilliniformis* Brazhn., *Bradyina samarica* Reitl., *B.* ex gr. *minima*, *Mediocris breiscula* (Gan.), *M. mediocris* (Viss.), *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *E.* ex gr. *postmosquensis* Kir., *E.* ex gr. *ikensis*, *E. inconstana* Reitl., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. ovoidea* Raus., *Millerella uralica* Kir., *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Yar. и др.

Приведенный список фауны и микрофауны характеризует верхи серпуховского яруса.

Взаимоотношения между вышеприведенными толщами изучены слабо. По мнению автора, они не имеют в данном соотношении регионального распространения. В разных частях Александровско-Денисовского синклиория за пределами площади отмечаются различные разрезы характеризующиеся, в целом, преобладанием в низах толщи карбонатно-терригенных пород с прослоями вулканитов и преобладанием в верхней части разреза вулканитов от основного до кислого состава с различным количеством терригенно-карбонатных пород.

Поэтому вышеописанные толщи мы объединили в кулыккольскую толщу. На приведенной карте-врезке доюрских образований осадочно-вулканогенные и терригенные отложения толщи распространены у северной рамки листа и показаны контуром без крапа. Распространенные южнее вулканогенные отложения толщи показаны контуром с крапом пород переменного состава.

Терригенные породы кулыккольской толщи вмещают скарново-магнетитовое оруденение. В зонах тектонических нарушений они подвергнуты дроблению, расланцеванию с наложенной серицитизацией, карбонатизацией и сульфидной минерализацией, в т. ч. с сульфидами меди, цинка, свинца, сурьмы и мышьяка. Практически вся изученная площадь, в основном, в пределах магнитных аномалий, характеризуется комплексной эндогенной аномалией вышеперечисленных элементов. В единичных пробах взятых из зоны сульфидной минерализации содержание золота достигает 2,0–2,7 г/т. Следовательно, площадь развития пород кулыккольской толщи перспективна на выявление золото-порфировых месторождений Варваринского типа.

Возраст толщи по вышеприведенным спискам фауны и микрофауны является раннекаменноугольным (поздневизейско–серпуховским).

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 2 400 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На площади листа мезозой представлен триасовой и меловой системами, а также нерасчлененными по возрасту образованиями коры выветривания, условно отнесенными к мезозойскому возрасту.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триас представлен нижним–средним отделами (бичурской свитой).

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Бичурская свита ($T_{1-2}bc$) в выделенном объеме соответствует туринской серии ($T_{1-2}tr$) выделенной Ал. В. Тевелевым [27] на сопредельном с запада листе.

Отложения толщи выделены в северо-западном углу планшета, в узком тектоническом блоке, являющемся северной выклинкой Мазаевского грабена, выделенного на сопредельном листе [27]. На площади ГДП толща не обнажена и не вскрыта скважинами. Площадь ее распространения выделена по данным магниторазведки и соответствует площади положительной аномалии интенсивностью до 400 нТл на фоне отрицательного магнитного поля над вмещающими породами.

По характеру аномалии и ее интенсивности можно предположить, что сложена она преимущественно вулканогенными породами. По данным Ал. В. Тевелева они представлены высокотитанистыми трахибазальтами, трахиандезибазальтами, реже андезитами, риолитами, плагиориолитами известково-щелочной дифференцированной серии, с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности (от основных пород к кислым содержание K_2O уменьшается). Существенную часть свиты составляют осадочные породы, среди которых преобладают полимиктовые песчаники.

Породы бичурской свиты интенсивно тектонизированы. Осадочные породы превращены в кварц-серицитовые сланцы, вулканиты рассланцованы, матрикс доведен до состояния хлоритовых сланцев, окварцованных, с многочисленными прожилками кварца, эпидота, пирита.

К северу от площади листа в прослоях песчаников, залегающих в близких по составу базальтоидах, определены филлоподы: *Estheria subcirculatis* Tschern., *Estheriina aequalis* (Lutk.), *Cornia papillaria* Lutk.; остатки растений: *Cladophlebis augusta* Heer, *Taeniopteris multinervis* Weiss. На основании этих данных и положения свиты в разрезе ее возраст определен как ранний–средний триас (индский–ладинский века).

Мощность до 400 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Континентальные отложения алапаевской толщи (K_1ap) – «белики» выполняют эрозионные депрессии, приуроченные к областям распространения карбонатных пород палеозойского возраста, протягивающиеся от широты озера Камышное, вдоль западной границы площади, на юг. «Белики» представлены преимущественно глинами с различным содержанием обломочного материала кварцевого и карбонатного состава.

Характерной особенностью отложений является их внешнее сходство с корой выветривания. Отличием является присутствие прослоев песков и галечников и общий «мусорный» облик. Породы толщи налегают на закарстованные известняки и кору выветривания со стратиграфическим несогласием, которое фиксируется резкой сменой пород или наличием базального горизонта, состоящего из грубообломочного материала. Перекрывается толща породами палеогена и синарской свиты.

Органические остатки в отложениях не найдены.

Возраст датируется, исходя из региональной корреляции в рамках серийной легенды Южного Урала. Мощность отложений достигает 50 м.

Породы синарской свиты (K_1sn) приурочены к тем же структурам, что и «белики» алапаевской толщи, несогласно залегая на последних или на палеозойских известняках. Свита сложена пестроцветными гиббсит-каолинитовыми глинами с линзами бокситов и аллитов.

В основании разреза обычно залегают охристые глины со слабовыраженной бобовой струк-

турой, с обломками бурых железняков, кремнистых известняков и каменистых бокситов.

Породы синарской свиты с размывом перекрываются отложениями куртамышской свиты. Мощность свиты 10 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Образования ганькинской свиты (K_2gn) вскрыты скважинами в северо-восточном углу листа и представлены типичными морскими осадками: мергелями, мергелистыми глинами, песками и песчаниками глауконит-кварцевыми, аргиллитами. Для отложений свиты характерны сравнительно хорошая отсортированность материала и обилие органических остатков фораминифер, белемнитов. Залегают породы на образованиях палеозойского возраста. Мощность отложений достигает 30 м. Возраст датирован по сопоставлению с осадками соседних территорий.

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Мезозойские коры выветривания (MZ) распространены повсеместно и представлены корой выветривания площадного и линейного трещинного типов. Первая наблюдается на всех более древних породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, приречного мелкосопочника и в долинах рек. Мощность площадной коры выветривания составляет 10–50 м. Кора выветривания линейного типа в «чистом» виде наблюдается редко и связана постепенным переходом с площадной. Четко выраженная кора этого типа отмечается в зонах региональных разломов, в тектонически ослабленных зонах и в зонах мелких нарушений. Таким образом, четко прослеживается прямая связь мощности с особенностями тектонического строения палеозойского фундамента. Мощность кор линейного типа достигает 50–70 м. В обоих случаях, в самом общем виде, в корях выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания, охр. По минералогическому составу в районе выделяется несколько профилей выветривания: нонtronитовый, силицифицированный, охристо-глинистый и гидрослюдистый. Первые два приурочены к ультраосновным породам, остальные встречаются на породах кислого, среднего, основного состава и метаморфических образованиях.

По вещественному составу выделяются следующие коры выветривания:

- кора выветривания пород гранитоидного ряда и гнейсов;
- кора выветривания по интрузивным, эффузивным и пирокластическим породам основного и среднего состава;
- кора выветривания по ультрабазитам;
- кора выветривания по сланцам, песчаникам и алевролитам;
- кора выветривания по известнякам.

Кора выветривания по породам гранитоидного состава имеет значительное развитие и представлена, в основном, площадным типом. Она перекрывает примерно две трети всей площади гранитных массивов и почти целиком перекрывает все участки развития гранитоидных пород и гнейсов. Строение коры выветривания по кислым породам представляется в следующем виде (снизу вверх):

- дресвяные образования зоны дезинтеграции 1–1,5 м
- дресвяно-гидрослюдистые образования 10–20 м
- гидрослюдисто-каолиновые образования 10–15 м
- каолиновые глины 15–20 м
- охристо-каолиновые глины до 4 м

В корях выветривания по гранодиоритам глинистые минералы представлены каолинитом и монтмориллонитом. Полнопрофильные коры на гранитоидах и гнейсах встречаются редко, в зонах повышенной трещиноватости. В основном кора представлена дресвяно-гидрослюдисто-каолиновыми образованиями.

Кора выветривания по основным и средним интрузивным породам, эффузивам и их туфам развита повсеместно на площадях развития этих пород. Типичный разрез этого типа коры выглядит следующим образом (снизу вверх):

- зона дезинтеграции 2–10 м
- гидрослюдисто-монтмориллонитовая и каолинит-монтмориллонитовая зона до 20 м
- охристо-каолиновая зона, сложенная красными, малиново-красными глинами первые метры

Кора выветривания по туфам среднего состава обычно сиреневого цвета. Для кор выветривания по базальтам характерны новообразования карбонатов в виде тонких прожилков.

Кора выветривания по серпентинитизированным гипербазитам усеновского комплекса развита не повсеместно. Полнопрофильные коры встречаются редко и представлены (снизу вверх):

- зона дезинтегрированных карбонатизированных и окремненных серпентинитов 15–20 м
- зона нонтронитовых глин первые метры
- зона охристо-кремнистых пород 3–5 м

По малым телам серпентинизированных гипербазитов карашакольского комплекса развит силицитовый тип коры выветривания, выраженный в окремнении пород, развитии зон и прожилков халцедона и опала. Мощность зон окремнения – первые метры. С продуктами разложения серпентинитов связаны повышенные концентрации никеля и кобальта.

Кора выветривания по сланцам и песчаникам имеет небольшую мощность и представлена в нижней части дезинтегрированными породами (5–20 м); в средней части – светлоокрашенными каолинитовыми, каолинит-гидрослюдистыми глинами (10–50 м); в верхней – серыми, желтыми, розовато-коричневыми обохренными глинами (2–10 м).

Кора выветривания по известнякам пользуется в данном районе очень ограниченным распространением. Наблюдается только силифицированный профиль коры выветривания. Окремнение известняков носит гипергенный характер и проявляется в виде густой сети тонких опалово-халцедоновых прожилков, заполняющих трещины отдельности породы. Коры по известнякам часто разрушены процессами карстообразования. Возраст кор выветривания разными авторами трактуется по-разному, но большинство исследователей считают возраст максимального корообразования позднеэртским–раннемеловым. На описываемой территории коры выветривания были перекрыты палеогеновыми, а на востоке позднемеловыми отложениями. На основании этих данных возраст кор выветривания принимается мезозойским.

Незначительные по масштабам эпохи корообразования существовали и позднее, а на открытых участках эти процессы продолжают и поныне. Авторами данной объяснительной записки возраст основного корообразования принят как мезозойский.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Отложения талицкой свиты ($P_1^{1-2}tl$) не имеют выходов на поверхность и вскрыты скважинами предшественников. Залегают с размывом на мезозойской коре выветривания или на породах палеозойского возраста, выполняя узкую (до 2 км) меридиональную впадину, ориентированную в направлении: озеро Карамыс–озеро Камышное, до широты поселка Тарутино [7]. Образования талицкой свиты представлены темно-серыми и темно-зелеными глинами, мелкозернистыми глинистыми песками, песчаниками, алевролитами, гравелито-песчаниками. Рыхлые и литифицированные породы имеют одинаковый минеральный состав, характеризующийся значительным содержанием глауконита и преобладанием кварца в обломочных фракциях. В отдельных случаях в основании разреза свиты залегают базальные конгломераты мощностью до 0,3 м, состоящие из хорошо окатанных галек кварца и нижележащих пород, сцементированных песчано-глинистым материалом.

Возраст отложений талицкой свиты датируется на основании СПК палеоценового возраста, содержащихся в мелкозернистых глинистых песчаниках, вскрытых скважинами В. В. Бабкина [7]. Мощность отложений 5 м.

Отложения серовской свиты (P_1^2sr) развиты вдоль западной границы листа и на междуречье Верхнего и Среднего Тогызака, где с постепенным переходом или взаимным переслаиванием залегают на образованиях талицкой свиты и с размывом – на мезозойской коре выветривания. К породам серовской свиты отнесены опоки, опокovidные глины, а также песчаники и гравелиты глауконит-кварцевые на глинистом цементе. Мощность отложений 20 м.

Датируются образования свиты по данным предшествующих исследований и в соответствии с региональной стратиграфической схемой.

ЭОЦЕН

Отложения ирбитской свиты ($P_2^{1-2}ir$) представлены однообразной толщей, сложенной преимущественно пелитоморфными образованиями: трепелами и диатомитами с прослоями песков, алевролитов и песчаников глауконит-кварцевого состава на глинистом цементе.

Осадки данного возраста пользуются широким распространением в западной половине листа, а также на его крайнем северо-востоке и пространственно связаны с породами серовской свиты, где картируются в виде изолированных полей. Взаимоотношение ирбитской и серовской свит осуществляется постепенным переходом и переслаиванием пород. На ирбитскую свиту налегают отложения чеганской свиты или породы более молодого возраста. Возраст свит основан на многочисленных определениях богатого комплекса ископаемых водорослей, а также фораминифер и радиолярий, собранных предшественниками в отложениях ирбитской свиты [7]. Мощность осадков достигает 9 м.

Отложения чеганской свиты ($P_2^{2-3}cg$) развиты преимущественно на крайнем востоке и северо-востоке листа. Осадки чеганской свиты как без видимого перерыва, так и с размывом залегают на отложениях ирбитской или серовской свит или непосредственно на коре выветривания мезозойского возраста.

Сложена чеганская свита морскими оливково-зелеными, синевато-зелеными и зеленовато-серыми листоватыми глинами, жирными на ощупь, тонкодисперсными, вязкими и пластичными. Характерная листоватая текстура глин обусловлена наличием в них тонких прослоев и линзочек кварцевого песка и алевролита с примесью зерен глауконита и чешуек слюды.

Чеганская свита перекрывается породами куртамышской свиты. Органические остатки в отложениях характеризуемой свиты не определялись. Возраст дан на основании литологического сходства с образованиями на сопредельных с севера территориях.

Мощность отложений достигает 10 м.

ОЛИГОЦЕН

Отложения куртамышской свиты (P_3kr) распространены по всей картируемой территории листа и вскрыты многочисленными скважинами предшествующих исследователей в восточной части площади. Кроме значительных полей распространения пород свиты (районы озер Тарутинское, Камышное и Алтырь), характеризуемые образования выполняют небольшие понижения в кровле подстилающих пород.

Представлена куртамышская свита белыми, голубовато-серыми, охристо-желтыми глинистыми кварцевыми мелко- и тонкозернистыми песками и алевролитами с прослоями гидрослюдисто-каолинитовых глин. Взаимоотношения свиты с нижележащими образованиями имеют непостоянный характер. В северной и восточной частях площади наблюдается постепенный переход к чеганской свите или переслаивание с последней, в южной и западной – наблюдается маломощный базальный горизонт в основании свиты. Возраст датирован на основании литологического сходства с породами куртамышской свиты на сопредельной с юга территории [6], где в глинах, содержащих растительные остатки и прослои бурых углей, найден богатый комплекс спор и пыльцы. Мощность осадков свиты достигает 10 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Отложения наурзумской свиты ($N_1^{1-2}nr$) пользуются преимущественным развитием на территории листа. Сложена наурзумская свита гидрослюдисто-каолинитовыми белыми, серыми с голубоватым и зеленоватым оттенками огнеупорными глинами.

Глины вязкие, пластичные, жирные на ощупь, содержат тонкие прослои мелкозернистых песков и алевролитов. На контактах с выше- и нижележащими породами часто присутствует песчано-гравийный материал, а в основании разреза отмечается кварцевый галечник. Граница с подстилающими породами куртамышской свиты резкая, но без следов размыва.

Отложения наурзумской свиты в пределах изученной территории палеонтологических остатков не содержат. Возраст датирован на основании литологического сходства с отложениями наурзумской свиты прилегающих территорий. Мощность свиты достигает 6 м.

Образования чаграйской свиты ($N_1^{1-2}cg$) представлены преимущественно кварцевыми охристо-желтыми разнотернистыми песками с четко выраженной слоистостью и песчаниками на железистом цементе. В естественном залегании отложения свиты встречены южнее

пос. Саламат и в Бускульском карьере. Наибольшее распространение породы свиты имеют на междуречье Верхнего и Среднего Тогызака. Глыбы и щебень железистых песчаников отмечаются также на поверхности почвы. Органические остатки в отложениях не определялись. Взаимоотношение наурзумской и чаграйской свит наблюдалось в Бускульском карьере в виде четкой картины фациального замещения песчаных пород чаграйской свиты светлыми каолиновыми глинами [24]. Мощность свиты не превышает 2,5 м.

Отложения светлинской свиты (N_1^{3sv}) картируются в виде локальных пятен различного размера в придолинных частях и на междуречьях. Представлены преимущественно пестроцветными вязкими, пластичными монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами с карбонатными желваками и железистым бобовником, иногда с галькой и щебнем палеозойских пород. Породы светлинской свиты налегают на образования наурзумской свиты с постепенным переходом, а также с размывом, который фиксируется базальным горизонтом. Отложения светлинской свиты имеют аллювиальный и озерный генезис [7]. Мощность отложений свиты не превышает 10 м.

ПЛИОЦЕН

Нерасчлененные отложения жиландинской и кустанайской свит ($N_2^{žl-ks}$) встречаются изолированными выходами на всей площади и приурочены к водораздельным склонам, где картируются в виде полос субмеридионального направления различной ширины, с извилистыми границами. Представлены глинами кирпично-красными, буровато-красными и коричневатобурными, известковистыми, с характерным восковидным блеском, с рассеянной кварцевой галькой и бобовинами железняков (сопоставляются с жиландинской свитой), а также глинами и суглинками светло-бурными иногда зеленоватыми, красноватыми с карбонатными стяжениями и железисто-марганцевыми стяжениями, песками глинистыми, разнозернистыми, полимиктовыми (сопоставляются с кустанайской свитой). Нерасчлененные отложения жиландинской и кустанайской свит, налегают на глины светлинской свиты с постепенным переходом или со стратиграфическим несогласием, которое фиксируется галечно-щебенистым базальным горизонтом. Фаунистические остатки не обнаружены. Отложения датируются, исходя из региональных корреляций в соответствии с серийной легендой Южного Урала. Мощность до 6 м. Генезис отложений аллювиально-пролювиальный [7].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее–верхнее звенья

Делювиальные и озерные образования ($d,III-III$) перекрывают средне-позднеоплейстоценовую поверхность выравнивания с многочисленными остаточными озерными котловинами и болотными западинами. Представлены бурными и зеленоватобурными песчанистыми глинами с известковистыми конкрециями, бурными и светло-бурными песками с линзами гравийников, в значительной мере перекрытыми маломощными (до 0,5 м) лессовидными покровными суглинками. В центральной части листа это преимущественно делювиальные суглинки мощностью до 10 м. Общая мощность образований до 15 м.

Элювиальные и делювиальные образования ($e,dIII-III$) перекрывают средне-позднеоплейстоценовую поверхность выравнивания. Элювий преобладает на плоских водоразделах, где он представлен суглинками со щебнем, делювий образован на плоских водораздельных склонах и сложен преимущественно глинами со щебнем. Мощность отложений достигает 3 м.

Делювиальные образования ($dII-III$) приурочены к водораздельным склонам рек Верхний и Средний Тогызак. Представлены известковистыми глинами и суглинками, цвет которых зависит от состава материнских пород. Возраст установлен по положению в рельефе между средне-позднеоплейстоценовой поверхностью выравнивания и верхнеоплейстоценовым комплексом террас. Мощность образований до 7 м.

Верхнее звено

Стрелецкий и ханмейский горизонты. *Делювиальные и аллювиальные образования* ($d,allst+hn$) перекрывают аллювий надпойменных террас рек Верхний и Средний Тогызак.

Представлены делювиальными глинами, алевритами, песками, иногда с базальным горизонтом из щебня и галечника. В районах распространения конгломератов палеозойского возраста галечный горизонт бывает весьма значительным. Широко развиты овражные и балочные фации аллювия, представленные тяжелыми глинами и суглинками бурого цвета. Общая мощность отложений до 4 м.

Аллювиальные образования ($\alpha^2\text{IIst+hn}$) второй надпойменной террасы реки Средний Тогызак. Наибольшая площадь террасы приурочена к месту слияния рек Средний и Верхний Тогызак. Аллювий представлен серыми алевритами и мелкозернистыми песками, реже – старичными суглинками и торфяниками. В основании залегают преимущественно глины и галечники. Возраст аллювия принят в соответствии с серийной легендой. Мощность не превышает 8 м.

Невьянский и поляноуральский горизонты. *Аллювиальные образования* ($\alpha^1\text{IIInv+pu}$) первой надпойменной террасы в верхней части представлены суглинками, песками, линзами гравийников и дресвяников, в средней – песчанистой глиной и глинистыми песками с редкой галькой, в нижней – песками и галечниками, с выраженным щебенчатым плотиком в основании. Мощность аллювия достигает 5 м.

Ниже приводится типичный разрез отложений первой надпойменной террасы в долине реки Верхний Тогызак (обн. 1):

1. Почвенные суглинки буровато-серого цвета с многочисленными (до 5 %) включениями гальки и гравия, плохо окатанных, кварцевого и кремнистого состава, размером до 2,5 см.
2. Прослой галечника, состоящий из полуокатанных обломков белого кварца, черных и серых кремней, размер галек от 1 до 6 см.
3. Супеси буровато-серого цвета, тонкие пылевые. В них отмечается 2 прослоя мощностью до 3 см гравийно-галечного состава, на глубине 0,9 и 1,0 м. Галька и гравий плохо окатаны и состоят, в основном, из серых кремнистых пород.
4. Гравийно-галечный горизонт. Галька и гравий сцементированы песчаной глиной светло-коричневого цвета; кроме этого наблюдаются линзы размером 0,5×3 см разнозернистого песка ржавого цвета.
5. Песок желтовато-охристого цвета мелкозернистый, полимиктовый, с редкими гравийными зернами.
6. Гравийно-галечные образования. Зерна и обломки слабо окатаны и сцементированы разнозернистым песком.
7. Песок мелкозернистый желтовато-коричневый, с пятнами серого цвета, слоистый (слоистость близгоризонтальная). Прослой серого цвета, мощностью 0,5 см находится в кровле слоя. В подошве слоя – серия прослоев мощностью от 0,5 до 0,8 см. В последнем наряду с песком присутствует почвенный материал, что, вероятно, и обусловило породе темно-серый цвет.
8. Пески мелкозернистые, пятнистые, охристо-серого цвета, без видимых примесей и слоистости.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, НЕВЬЯНСКИЙ ГОРИЗОНТ–ГОЛОЦЕН, ГОРБУНОВСКИЙ ГОРИЗОНТ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Делювиальные и аллювиальные образования ($d,\alpha\text{IIInv-Hgr}$) слагают низкую террасу и поймы «сухих» сегментов долин крупных рек, где представлены светлыми известковистыми суглинками с пятнами и линзами глинистых песков и гравийников, иногда сцементированных, а также темно-серыми оторфованными глинами с горизонтами щебенников общей мощностью до 3 м. Они также выстилают долины (русла и террасы) ложковой сети сопряженной с первой террасой и поймами основных водотоков. Сложены грубослоистыми суглинками с дресвой и мелкой щебенкой, реже включают окатанный материал; цвет и структура матрикса суглинков зависят от состава материнских пород. В большинстве случаев они перекрыты бесструктурными суглинками и супесями, часто оторфованными. Датируются исходя из взаимоотношений с аллювием террас по серийной легенде. Общая мощность отложений до 2 м в средней части долин и до 3 м – в устье.

Аллювиальные образования ($\alpha\text{IIInv+Hgr}$) объединяют отложения низких надпойменных террас, пойм и русел водотоков в тех участках долин, где эти элементы четко не выделяются, или, где их раздельный показ в масштабе карты невозможен. Отложения представлены глинами, песками, реже галечниками и глыбовым русловым аллювием мощностью до 5 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Озерные и палюстринные образования ($l,\text{plIII-H}$) развиты в молодых остаточных озерных котловинах, с поверхности интенсивно заболоченных. Представлены суглинками, торфяниками, песками мощностью до 4 м. Они образуют низкие озерные террасы, коррелятные пойменным и аллювиальным, и соответственно датируются верхним неоплейстоценом и голоценом.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. Делювиальные и аллювиальные образования (d,aHgr) развиты незначительно и приурочены к безымянным притокам реки Средний Тогызак. Представлены супесями, суглинками и глинистыми песками. Мощность осадков достигает 3 м.

Палюстринные образования (plHgr) выполняют изолированные изометричные понижения рельефа различного происхождения, расположенные на разных геоморфологических уровнях. Отложения представлены иловатыми суглинками, торфяниками и рыхлыми торфами мощностью до 5 м.

Озерные образования (lHgr) сложены донными илами, сапропелями, песками современных озер и крупных водотехнических сооружений. Мощность до 5 м.

Аллювиальные образования (aHgr) слагают пойменные террасы, русла рек и ручьев. Пойменные террасы имеют высоту бровки до 3 метров. Русловые фации в разрезах пойменных террас представлены песками глинистыми или хорошо промытыми, с гравийными и галечниковыми линзами. Пойменные фации представлены, главным образом, суглинками с линзами торфяников. Мощность до 3 м.

Верхняя часть. Техногенные образования (tHgr²) представлены отложениями отвалов и полей отработок горнодобывающих предприятий: Бускульского карьера и каменоломен. Мощность техногенных образований до 5 м.

КВАРТЕР НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Элювиальные образования (e) занимают самые возвышенные части водораздельных поверхностей, где они представлены продуктами выветривания разной стадии переработки: глинами, суглинками, супесями, дресвой. Мощность элювия до 3 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Все интрузивные породы территории имеют палеозойский возраст. В соответствии с этапами и стадиями каледонско–герцинского тектоно-магматического цикла выделяются ордовикские и девонско–среднекаменноугольные плутонические и субвулканические образования.

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Дружнинский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\Sigma'O?dr$) распространен в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в восточной части Кукайско-Катенинского блока, где выделяется в виде протяженных тел горизонтальной мощностью до 1,5 км в зоне Тарутинско-Джетыгаринского разлома и оперяющих его нарушений. На южном продолжении зоны разлома, на сопредельном с запада листе, находится петротип массива. Не именуя каждое отдельное тело мы относим их к Дружнинско-Тарутинскому гипербазитовому поясу.

Породы комплекса на площади листа не обнажены. Выделение их проведено по геофизическим данным, заверенным редкими скважинами предшествующих исследователей.

Магнитная восприимчивость серпентинитов колеблется от 25 до $15\ 750 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [24]. Им отвечают контрастные положительные аномалии магнитного поля интенсивностью до 1 500–2 000 нТл. По данным количественной интерпретации магнитной аномалии тело, приуроченное к Тарутинско-Джетыгаринскому разлому (Тарутинский массив), имеет крутое юго-восточное падение. За пределами площади, в 7 км севернее пос. Дружный, зафиксировано пликативное залегание одного из тел и Ал. В. Тевелевым [27] тела комплекса отнесены к тектоническим покровам.

Плотность серпентинитов обычно составляет $2,55\text{--}2,62$ г/см³ и на детальных картах остаточных аномалий Δg_a им соответствуют поля с пониженными значениями силы тяжести.

Все контакты массивов комплекса либо экструзивные, либо тектонические, выраженные обрезаем массивов постпротрузивными разломами. На контактах массивов отмечаются зоны милонитизации, рассланцевания, будинаж.

Породы комплекса представлены апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами. Из-за слабой изученности на геологической карте они показаны нерасчлененными. Макроскопически это светло- и темно-зеленые, до зеленовато-черных или почти черные породы, имеющие за счет тонкораспыленного магнетита пятнистый облик.

Они состоят, в основном, из минералов группы серпентина, содержащих реликты зерен пироксена или бастита, редко реликты зерен оливина, прожилки серпофита и маломощные (до 1 см) прожилки волокнистого асбеста. Среди серпентинитов отмечаются лизардит-хризотилитовые, антигорит-лизардитовые, реже чисто антигоритовые, лизардитовые и смешанные хризотил-антигорит-лизардитовые разновидности. Породы характеризуются большим разнообразием структур. Выделяется решетчатая, петельчатая, пластинчатая, пластинчато-секториальная, пластинчато-петельчатая и лепидобластовая структуры.

Рудные минералы представлены магнетитом и редкими зернами хромита, количество которого на отдельных участках достигает 1–2 %.

Средний химический состав пород комплекса приведен в приложении 10.

На площади листа с гипербазитами комплекса связаны пункты минерализации хризотилитового асбеста, на сопредельном с запада листе – мелкие проявления хромитов и гипергенного никеля.

Возраст дружнинского комплекса определяется условно, исходя из самых общих представлений об их вхождении в единую офиолитовую ассоциацию с ордовикским кремнисто-базальтовым комплексом.

РАННЕДЕВОНСКО–СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Карашакольский дунит-верлит-пироксенитовый комплекс ($\Sigma'D,kr$) выделен в Троицко-Буруктальской СФЗ. Небольшие тела серпентинитов комплекса обнажаются по рекам Верхний и Средний Тогызак в западной части Бобровско-Городищенской горст-антиклинали и вскрываются скважинами в юго-западном углу планшета в Кукайско-Катенинском блоке. В магнитном поле тела серпентинитов фиксируются слабопроявленными (до 200 нТл) магнитными аномалиями.

Комплекс представлен нерасчлененными апоперидотитовыми, реже аподунитовыми и апопироксенитовыми серпентинитами.

На сопредельной с юга площади в шлифах из одного тела установлено, что серпентиниты образовались по перидотитам, либо по оливиновым пироксенитам.

Раннедевонский возраст комплекса определен условно, исходя из общих представлений о генетической связи их с раннедевонскими базальтовыми рифтогенными комплексами.

Джабыгасайский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый распространен в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Представлен он Тарутинским и Нижне-Санарским массивами.

Комплекс трехфазный. *Первая фаза* комплекса представлена габбро, распространенными в центральной части Тарутинского массива ($v-\delta D_3d_1$), *вторая фаза* представлена кварцевыми диоритами, слагающими основную часть Нижне-Санарского массива ($q\delta D_3d_2$), *третья фаза* представлена плагиогранитами, слагающими основную часть Тарутинского массива и участки Нижне-Санарского массива ($p\gamma D_3d_3$).

Магнитная восприимчивость габбро – $37-150 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, кварцевых диоритов и плагиогранитов – $0-30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Плотность габбро составляет в среднем $2,90 \text{ г/см}^3$, кварцевых диоритов – $2,73 \text{ г/см}^3$, плагиогранитов – $2,62-2,69 \text{ г/см}^3$.

В магнитном поле площади распространения габбро фиксируются положительными полями интенсивностью до 200 нТл, кварцевые диориты и плагиограниты отрицательными полями интенсивностью до –200 нТл. В поле силы тяжести породы комплекса практически не выделяются. На детальных картах локальных аномалий силы тяжести габброиды комплекса выделяются слабопроявленными положительными аномалиями.

Массивы комплекса на площади ГДП не обнажены, на АФС не выделяются. Выделены они по редкой сети скважин предшествующих исследователей.

Ниже приводится описание массивов комплекса.

Тарутинский массив расположен в восточной части Кукайско-Катенинского блока Троицко-Карашатауского антиклинория. Протяженность массива на площади листа в северо-восточном направлении составляет 17 км при ширине до 5 км. Северо-восточное и юго-западное окончания массива расположены за пределами площади (северо-восточное – на территории Казахстана). Взаимоотношения с находящимся на севере Нижне-Санарским массивом не ясны. В одной из скважин, пройденной при ГС-200 (В. Г. Макарычев, 1961), между массивами вскрыты вмещающие породы, отнесенные автором к кембрию.

Сложен массив габброидами первой фазы и плагиогранитами третьей фазы комплекса.

Габброиды первой фазы слагают центральную часть массива. Наибольшее распространение среди них имеют габбро, часто амфиболитизированное, в меньшей степени габбродолериты, габбродиориты и диориты. Макроскопически они представляют собой крупнозернистые породы, часто такситового сложения, состоящие из примерно равных количеств плагиоклаза и роговой обманки по пироксену. Последняя образует иногда зерна величиной до 3 см. Плагиоклаз сдвойникован, иногда зонален, частично соссоритизирован. В зональных зернах ядерные части представлены лабрадором (№ 60) и битовнитом (№ 80), внешние – основным андезином (№ 44–48). Роговая обманка (3×5 мм и менее) по оптическим свойствам соответствует обыкновенной роговой обманке. Она замещается хлоритом с включением рутила, что говорит о повышенной ее титанистости. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудные – ильменитом. Габбродолериты отличаются от габбро только структурой. В целом для габброидов комплекса характерно наличие шлировидных обособлений меланократового и лейкократового состава, участками появляется пегматоидная структура. Габбродиориты и диориты образуют переходную по составу группу пород и встречаются в отдельных участках массива. Расчленить их по редким скважинам не представляется возможным. Состоят они из плагиоклаза, амфибола и переменного количества кварца. Плагиоклаз (андезин № 38) составляет от 30 до 70 % породы, образует широкотабличные зерна, обычно с полисинтетическими двойниками, размером таблиц от 0,7 до 6 мм, обычно – 3 мм. Амфибол образует ксеноморфные зерна, составляет от 10–15

до 70 % породы, почти всегда замещен эпидотом. Кварц в виде ксеноморфных зерен, в зависимости от основности пород, встречается в количестве 3–10 %. Акцессорные минералы – апатит, циркон, рудные – магнетит, пирит. Вторичные изменения пород первой фазы – эпидотизация и сосюритизация плагиоклаза, амфиболитизация пироксена, прожилковое окварцевание и карбонатизация.

Плагиограниты третьей фазы комплекса слагают восточную и западную часть массива. Плагиограниты состоят из плагиоклаза (№ 9) в количестве 25–53 %, кварца (25–55 %) и амфибола (до 10 %), количество кварца меняется в зависимости от степени катаклаза и связанного с ним окварцевания. Акцессорий представлен редкими зернами апатита и сфена. Структура пород гранитовая, часто катакластическая – гетеробластовая. Вторичные изменения плагиоклаза – эпидотизация и серицитизация, амфибол замещается агрегатом биотита и хлорита. Жильные тела представлены дайками плагиогранитов. Широко проявлены процессы динамометаморфизма, приводящие к появлению в различной степени катаклазированных и милонитизированных пород. Для катаклазированных плагиогранитов отмечается изогнутость зерен плагиоклаза, зерна кварца раздроблены и превращены в волнисто-погасающий гранобластовый агрегат. При дальнейшем увеличении динамометаморфизма плагиограниты превращаются в милонитизированные породы, характеризующиеся превращением более или менее изометричных гранобластовых агрегатов кварца в тонкие (до 1,5–2 мм) линзочки длиной до 3 мм, заключенные в тонкозернистую желтовато-светло-серую ткань.

Нижне-Санарский массив на площади листа представлен своим южным окончанием и в пределах российской площади листа сложен кварцевыми диоритами второй фазы комплекса и плагиогранитами третьей фазы.

Кварцевые диориты амфиболовые и амфибол-биотитовые это темно-серые, среднезернистые породы. На фоне светлых минералов (кварц, полевые шпаты) четко вырисовываются таблички и призмочки черно-зеленого амфибола размером 5×4 мм. Отдельные индивиды достигают по длинной оси 12–15 мм, обуславливая этим порфирированную структуру породы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками диоритовая, с наложением бластеза в зонах дробления слабо или отчетливо гнейсовидная. Плагиоклаз представлен андезином (№ 33–44), составляет от 47 до 65 % породы. Это идиоморфные, вытянутые зерна размером от 0,5×0,5 до 3,5×1,5 мм с четкими полисинтетическими двойниками, иногда зональными. В большинстве своем плагиоклаз интенсивно серицитизирован и сосюритизирован. Амфибол двух генераций: 1 – амфибол актинолит-тремолитового ряда замещает зерна первичного пироксена с выделением магнетита, 2 – сине-зеленая роговая обманка развивается по амфиболу первой генерации и магнетиту. При этом образуются кварцевые вроски в амфибол. Биотит обрастает и прорастает зерна амфибола, и развивается по трещинам и плоскостям разгнейсовки. Общее количество амфибола и плагиоклаза меняется от 15 до 40 %, составляя в среднем 23 %. Интенсивно, иногда нацело, амфиболы и в меньшей степени биотит замещаются хлоритом в ассоциации со сфеном, магнетитом и эпидотом. Калиевый полевой (0–5 %) шпат встречается в виде единичных ксеноморфных зерен в межзерновом пространстве, иногда образует зерна плагиоклаза. Кварц отмечается четырех генераций: 1 – ксеноморфный межзерновой с размером зерен до 2×1 мм (первичный), 2 – тонкие вроски в амфиболе II, 3 – кварц мирмекитов, 4 – вторичный метаморфогенный кварц в прожилках. Количество кварца меняется от 6 до 22 % составляя в среднем 16 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом.

Тоналиты отличаются от кварцевых диоритов более светлой окраской серого или зеленовато-серого цвета, мезократовые или лейкократовые. Структура их гипидиоморфнозернистая, участками гранобластовая. В минеральном составе по сравнению с кварцевыми диоритами увеличивается количество кварца до 26 %, участками до 33 %, почти в два раза уменьшается содержание амфибола и биотита, несколько увеличивается содержание калиевого полевого шпата, достигая в среднем 4,7 %, на отдельных участках 12 %. При этом состав плагиоклазов и амфиболов практически не меняется.

Химический состав пород комплекса приведен в приложении 10. Из приведенных анализов видно, что гранитоиды Нижне-Санарского массива отличаются от гранитоидов Тарутинского массива более высокими калинатовыми отношениями, что выражается с появлением в их составе калиевого полевого шпата.

Геохимически породы джабыгасайского комплекса характеризуются кларковыми и нижекларковыми содержаниями почти всех элементов и интенсивной дифференциацией по характеру распределения никеля, хрома, молибдена.

На сопредельной с запада площади гранитоиды комплекса прорывают базальтоиды увельской свиты, местами с четкими зонами ороговикования, галька разгнейсованных плагиогранитов находится в базальных конгломератах ухановской толщи среднего карбона [27].

По данным Ф. А. Пискунова [24] радиологический возраст плагиогранитов Тарутинского массива (калий-аргоновый метод) составляет от 342 до 394 ± 16 млн лет, по данным В. В. Бабкина [7] – 397 млн лет. Возраст Нижне-Санарского массива по циркону, по данным Ю. П. Бердюгина [7] составляет 425 ± 25 млн лет, возраст массива Горько-Соленого озера (южное продолжение Тарутинского массива на сопредельной площади) по данным Ал. В. Тевелева [27] калий-аргоновым методом по 4 пробам составляет 353–384 млн лет. На основании взаимоотношения петротипических массивов комплекса с вмещающими породами возраст комплекса принят как позднедевонский.

Кайрактинские субвулканические образования ($v\beta C_1kr$) представлены жильными телами и крупным Осиповским массивом габбродолеритов, являющимися комагматами одноименного базальт-риолитового комплекса.

Осиповский массив имеет размеры 25×7 км, расположен в северо-западном углу площади и представлен своим южным окончанием (самая южная часть уходит на территорию Казахстана). Восточный контакт с Нижне-Санарским массивом – тектонический, западный контакт проведен условно, так как невозможно определить, где кончается массив насыщенный многочисленными ксенолитами вмещающих пород, а где начинаются вмещающие породы, переполненные дайками и апофизами пород массива.

Как дайки, так и сам массив сложены однообразными по минеральному составу и различными по структуре породами – габбродолеритами, долеритами, долерит-порфиридами и микропорфировыми базальтами.

Микропорфировые базальты приурочены, в основном, к эндоконтактовым частям массива и даек, в виде оторочек (зоны закалки). По удалению от контактов микропорфириты постепенно переходят в долерит-порфириты, а последние – в габбродолериты. Макроскопически долерит-порфириты почти неотличимы от неравномернозернистых порфировидных габбродолеритов и структурное различие устанавливается под микроскопом.

Габбродолериты – полнокристаллическая неравномернозернистая порфировидная порода, с массивной текстурой. Структура их порфировидная офитовая, преимущественно гранулоофитовая, участками крупные выделения пироксена включают лейсты плагиоклаза (отмечаются и обратные отложения), образуя пойкилитовую структуру. Порода сложена идиоморфными призматическими и таблитчатыми зернами, часто полисинтетически сдвойникового плагиоклаза № 38–44 размером 1–2 мм, отдельные индивиды достигают $2,5 \times 2,5$ и $3 \times 1,5$ мм. Промежутки между зернами плагиоклаза сложены призматическими, чаще изометрическими зернами пироксена размером от $0,4 \times 0,8$ до $0,5 \times 0,5$; $0,2 \times 0,2$ мм и неправильными зернами рудного минерала – титаномагнетита, ильменита, пирита.

Структура долеритов и долерит-порфиритов – гранулоофитовая, реже офитовая в отдельных случаях пойкилитовая.

Неизменные габбродолериты и долериты отмечаются редко, чаще всего они значительно изменены. Изменения имеют зеленокаменный характер и выражаются в развитии по плагиоклазам альбита, криптокристаллического серицита, карбоната, соссюрита, пренита, реже хлорита. Пироксен замещается амфиболом (роговая обманка и актинолит), хлоритом, эпидотом, карбонатом. При этом структура породы меняется на бластопорфировую, бластоофитовую, бластогранулоофитовую, характеризующиеся тем, что зерна амфибола, замещая пироксен, разрастаясь, частично захватывают и плагиоклаз, искажая первоначальные контуры его. Контуры зерен плагиоклаза приобретают извилистые, неровные очертания, идиоморфизм плагиоклаза затушевывается. Кроме этого часто, особенно на контактах с ксенолитами, встречаются зоны катаклаза, брекчирования, рассланцевания, сопровождающиеся интенсивной хлоритизацией и карбонатизацией пород.

Массив прорывает породы еткульской толщи. На контактах вмещающие породы ороговикованы и метасоматически переработаны.

Химический состав пород Осиповского массива приведен в приложении 10. По химическому составу габбродолериты массива являются умереннощелочными. По соотношению Na_2O и K_2O выделяется две группы с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности. Последний, возможно, является результатом серицитизации пород. По отношению к среднему долериту по Дэли породы массива несколько обогащены титаном. Геохимически породы массива характеризуются нижекларковыми и кларковыми содержаниями элементов. Плотность пород массива – $2,74–2,75$ г/см³, магнитная восприимчивость – $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Раннекаменноугольный возраст кайрактинских субвулканических образований определяется по аналогии с комагматичной кайрактинской толщей. Учитывая внедрение субвулканических массивов на позднем этапе формирования толщи возраст кайрактинских субвулканических образований может быть уточненным как позднесерпуховский.

Кулыкольские субвулканические образования (ЛС.кк) являются комагматами одноименного базальт-риолитового комплекса. Представлены они дайками долеритов и риолитов и лавобрекчиями риолитов. Субвулканические тела прорывают стратифицируемые комагматы и осадочные породы одноименной толщи и перекрыты мезо–кайнозойскими покровными отложениями мощностью до 70–80 м.

По аналогии комагматичными вулканитами одноименной толщи возраст кулыкольских субвулканических образований принимается раннекаменноугольным (поздневизейско–серпуховским).

Михеевский габбро-диорит-плаггиогранитовый комплекс на изученной площади представлен Карамысовским и Южно-Карамысовским массивами и серией мелких тел и даек, расположенных в северо-восточной части Кукайско-Катенинского блока (Тарутинском блоке) Ильиново-Марииновской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Массивы комплекса не обнажены и изучены скважинами предшественников при геологосъемочных и поисковых на медь работах [7, 18, 24].

В. В. Бабкиным [7] комплекс расчленен на 3 фазы: *первая фаза* – габбро, габбродолериты, габбродиориты (vC_1mh_1); *вторая фаза* – диориты, кварцсодержащие диориты (δC_1mh_2); *третья фаза* – кварцевые диориты и тоналиты ($q\delta-r\gamma\delta C_1mh_3$). Так же в центральной части Карамысовского массива встречаются *вторая и третья фазы нерасчлененные*, представлены они диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами ($\delta-r\gamma\delta C_1mh_{2-3}$). Жильная фаза комплекса представлена дайками мелко-тонкозернистых пород по минеральному и петрохимическому составу аналогичных плутоническим породам.

Карамысовский массив расположен в восточной части Тарутинского блока он имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму, протяженность 14 км при ширине до 5 км. Северная часть массива уходит на территорию Казахстана. Сложен массив нерасчлененными кварцсодержащими диорит-порфиритами второй фазы и кварцевыми диоритами и тоналитами третьей фазы. Породы массива пропилитизированы и серицитизированы. Границы массива имеют причудливую форму, связанную с провесами кровли и многочисленными сателлитами. Вмещающие терригенно-карбонатные отложения лейпцигской толщи на контактах массива скарнированы и ороговикованы, а известняки на удалении от контактов – мраморизованы.

Площади массива соответствует знакопеременное магнитное поле – отрицательное над породами массива и положительное над ороговикованными и скарнированными ксенолитами и провесами кровли вмещающих пород. На карте остаточного поля Δg_a массив находится в градиентной зоне с повышением интенсивности поля в западном направлении от 6 до 8 мГал. Предполагается, что на глубине Карамысовский и Южно-Карамысовский массивы соединяются.

Южно-Карамысовский массив расположен в 3 км юго-западнее Карамысовского массива и является наиболее изученным массивом комплекса. В работе Егорова [18] он назван Тарутинским по названию месторождения, но в силу того, что рядом имеются серпентинитовый и габбро-плаггиогранитовый массивы с таким названием нами принимается его название по В. В. Бабкину [7]. По материалам его же работы приводим и описание массива и комплекса в целом.

Южно-Карамысовский массив имеет в целом форму овала с удлинением по меридиану до 7 км и расширением в северной части до 2,7 км при ширине на юге до 1 км, располагаясь преимущественно среди образований катенинской толщи: южная и восточная часть контакта массива сложные, заливообразные. В пределах массива, особенно в южной его части, отмечаются многочисленные ксенолиты и провесы кровли, представленные туфами, порфиритами и известняками. На севере он прорывает базальты тогузакской толщи, и вмещает ее ксенолиты; на юге – породы лейпцигской толщи. В южной части к нему примыкает более молодой Соленоозерский массив, оказывающий на породы Южно-Карамысовского массива активное воздействие (ороговикование). В пределах экзоконтактной части массива отмечается множество малых тел и даек гранитоидов, аналогичных по составу главным фазам комплекса. Южная и восточная часть массива расположены на территории Казахстана.

В составе массива выделяются породы всех трех фаз, при преобладании гранитоидов второй и третьей фазы. Плотность габброидов составляет $2,92 \text{ г/см}^3$, гранитоидов – $2,55\text{--}2,63 \text{ г/см}^3$. Близость плотностных характеристик пород массива с вмещающими толщами затрудняет его выделение в гравитационном поле. В целом массив находится в градиентной зоне с повышением с востока на запад.

В магнитном поле массив проявляется по-разному. Над участками преимущественного развития пород третьей фазы преобладает отрицательное поле интенсивностью от 0 до -100 нТл . Над породами первой и второй фаз в эндо- и экзоконтактных зонах отмечается мозаичное поле

интенсивностью от 50 до 500 нТл, связанное с развитием эндо- и экзокскарнов с убогой магнетитовой минерализацией. В западной и центральной части массива отмечается полоса разноориентированных аномалий интенсивностью от 50 до 700 нТл (в эпицентрах до 6 000 нТл), связанная со скарнированными ксенолитами и провесами кровли массива с рассеянной вкрапленностью магнетита и его массивными рудными телами.

В массиве выделены все три фазы комплекса.

Габбро, габбродолериты и габбродиориты первой фазы встречаются в виде ксенолитов размером до 150×500 м в южной (Казахстанской) части массива. Мелкие ксенолиты, вскрытые на российской части массива, на карте не отображены. Габбро из ксенолитов в различной степени изменены, реликтовая структура их среднезернистая, аллотриоморфнозернистая с размером зерен 1–3 мм. Количество пироксена и плагиоклаза в наименее измененных разностях – 60 и 40 % соответственно. Отмечается развитие микрогранобластовых агрегатов граната по краям зерен пироксена и в псевдоморфозах по плагиоклазу в ассоциации с цоизитом.

Ксенолиты порфиоровидных диабазов и диабазовых порфиритов, а также их дайки в экзоконтактах массива являются, по-видимому, жильной фацией габброидов. В массиве ксенолиты сильно изменены. По пироксену в них развивается агрегат актинолита, хлорита, эпидота, плагиоклаз замещается карбонатом, эпидотам хлоритом, в меньшей степени – серицитом. Основная масса окварцована, карбонатизирована, эпидотизирована. В слабоизмененных дайках диабазов за пределами массивов, отмечается такситовая структура, выраженная в изменении структур от аподолеритовой до микродиабазовой (порфиоровидной), иногда даже в пределах одного шлифа. Пироксен составляет до 30 % породы, по нему часто развивается актинолит и хлорит. Плагиоклаз в порфиоровидных разностях в виде призматических зерен величиной от 0,3 до 1,4 мм составляет до 60 % породы, часто образует сростки с пироксеном. Отмечается зональное строение, причем в центральных частях плагиоклаз сосюритизирован и неопределим, внешние зоны представлены андезином.

Химический состав габброидов приведен в приложении 10. Для них характерно умеренное содержание окиси титана и повышенные содержания окиси магния.

Породы второй фазы занимают преобладающую часть массива, содержат ксенолиты первой фазы и сами прорываются гранитоидами третьей фазы.

Породы второй фазы представлены диоритами, диорит-порфиритами и кварцсодержащими диоритами. Диориты и диорит-порфириты имеют отчетливую порфиоровую или порфиоровидную структуру с одиночными или сростковыми вкрапленниками плагиоклаза и темноцветного минерала. Характерна также серийно-порфиоровая структура. Содержание кварца в основной массе составляет 5–10 %. Структуры основной массы характерны для субинтрузивных, субвулканических пород: мелкозернисто-призматические, криптокристаллические, пойкилитовые, беспорядочно-микролитовые до радиально-лучистых.

Вкрапленники плагиоклаза образуют полигонально-таблитчатые и короткотаблитчатые зерна с простыми двойниками. Размер их колеблется от 0,7–1,9 до 3,8 мм (в сростках): составляют до 30–35% породы. По плагиоклазу (центральные части зональных кристаллов) развиты агрегаты альбита, эпидота, лейкоксена, хлорита и серицита. Роговая обманка составляет от 10 до 20 % породы, образует фенокристаллы полигонально-ромбической формы (1×1,5 мм) и удлиненно-столбчатой (3,7×0,4 мм), замещается агрегатом актинолита, по которому в свою очередь развиваются хлорит и карбонат. При этом актинолитизация сопровождается выделением пирита по периферии зерен амфибола. По основной массе, состоящей из полевошпатового агрегата с редкими зернышками кварца или пятнами перекристаллизации, развиваются микровойлок актинолита и псевдоморфозы хлорита по роговой обманке. Иногда в основной массе заметна слабая тенденция к ориентировке вкрапленников. Из акцессорных минералов постоянно присутствуют апатит, сфен. Вторичные – эпидот, лейкоксен, карбонат.

Для пород этой фазы, как указано выше, характерна значительная степень эпигенетических изменений, составляющая от 30 % до полнопроявленного эпигенеза. По набору вторичных минералов он отвечает пропилитизации.

Кварцсодержащие диориты – это самые распространенные породы массива. Структура пород порфиоровая. Вкрапленники (3–50 %, обычно 15–25 %) представлены таблицами плагиоклаза, амфибола, оплавленными кристаллами кварца (1–2 %), редко биотитом. Структура основной массы обычно аплитовидная, микродиоритовая, аллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая, редко – микролитовая, микрогранитная, гранофиоровая и таблитчато-сферолитовая. Иногда отмечается флюидальность. Размер минералов основной массы составляет 0,001–0,04 мм, иногда до 0,08 мм. Во вкрапленниках плагиоклаз резко преобладает над другими минералами. Обычный размер вкрапленников плагиоклаза составляет 0,5–2,5 мм, иногда до 7 мм, имеет таблитчатую форму, всегда сдвойникован, образуя зональные (4–8 зон) кристаллы. Имеет № 51–55

в центральной части зерен и № 15–20 по периферии зерен. Амфибол относительно редко встречается в неизмененном виде, образуя призматические зерна, дающие прямоугольные и ромбические разрезы. Размеры зерен амфибола, как правило, вдвое меньше, чем у порфировых выделений плагиоклаза. Неизмененный амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. В подавляющем большинстве случаев амфибол полностью или частично замещен хлоритом, эпидотом или хлоритом в сопровождении магнетита, лейкоксена, эпидота, иногда кальцита и кварца. В отдельных случаях отмечена актинолитизация и биотитизация не только амфибола, но частично и плагиоклаза.

Кварцевые диориты и плагиогранодиориты третьей фазы показаны на геологических картах едиными полями. Они весьма близки по составу (SiO_2 – 60–65 %) и связаны друг с другом постепенными переходами. Отличить их можно только по химическому анализу, но, по видимому, преобладают кварцевые диориты. Характерной особенностью рассматриваемых гранитоидов, отличающих их от аналогичных гранитоидов других массивов, является высокое содержание кварца (21–26 %). Некоторым отличием плагиогранодиоритов является несколько более лейкократовый облик (сумма темноцветных 5–8 % вместо 10–15 %, до 20 % в кварцевых диоритах) и, вероятно, несколько более кислый состав плагиоклаза в плагиогранодиоритах. Следует указать и на отличие в составе темноцветных минералов: в плагиогранодиоритах обычно биотит преобладает или полностью вытесняет роговую обманку, в то время как в кварцевых диоритах наоборот: преобладает амфибол или даже является единственным темноцветным минералом.

Породы имеют порфировидный облик и средне-мелкозернистую таблитчатозернистую или диоритовую структуру.

Плагиоклаз почти всегда полисинтетически сдвойникован. В кварцевых диоритах он всегда зональный. Его состав отвечает № 40–50 в центральной части зональных зерен. По мере приближения к периферии зерен последующие зоны имеют № 31, 35, 15,8. Большой частью изменен – центральные зоны серицитизированы и сосюритизированы. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образует идиоморфные кристаллы с прямоугольными и ромбовидными сечениями, часты двойники, в подавляющем большинстве случаев разложен и замещен смесью эпидота и хлорита, иногда карбоната с примесью сфена или лейкоксена, изредка отмечается актинолитизация. Биотит представлен чешуйками размером 0,5–1,5 мм, иногда до 4–5 мм. Обычно замещен мусковитом или хлоритом, в первом случае сопровождаемым пылеватым магнетитом, во втором – мелкозернистым эпидотом или лейкоксеном. Кварц – самый ксеноморфный минерал, заполняющий промежутки между остальными минералами и образующий сростки. Размеры отдельных зерен почти всегда в 2 раза меньше, чем у остальных минералов (0,02–1,5 мм). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, единичными зернами граната и турмалина. Рудные – магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, редко молибденитом.

Химический состав пород третьей фазы комплекса приведен в приложении 10.

Метасоматические изменения гранитоидов комплекса – пропилитизация, серицитизация и карбонатизация. Во вмещающих породах отмечается ороговикование, серицитизация, пропилитизация, скарнирование

Содержание халькофильных элементов в неизмененных гранитоидах массива близки к кларковым содержаниям для плагиогранитов по А. П. Виноградову. Метасоматические преобразования приводят к повышению содержания в них меди до 0,04 % молибдена до 0,006 %, золота до 0,014 г/т.

Во вмещающих породах выявлено несколько проявлений и Тарутинское месторождение вкрапленных медно-магнетитовых руд.

Радиологический возраст гранитоидов массива по данным Ф. А. Пискунова [24] составляет 340–380 млн лет (калий-аргоновый метод по валу). Радиологический возраст дайки диорит-порфиритов составляет 352 ± 24 млн лет [7]. Дайки диорит-порфиритов комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные породы ащисуйской толщи. А тела сателлитов Михеевского массива (петротипа комплекса) на площади листа N-41-XXV прорывают и скарнируют фаунистически охарактеризованные визейско-раннесерпуховские породы аккаргинской толщи [28]. В Троицком районе [7, 30] имеются находки галек диоритовых порфиритов, аналогичных таковым из комплекса, в среднекаменноугольных отложениях в зоне Челябинского грабена. На основании вышеперечисленных данных возраст пород михеевского комплекса принимается раннекаменноугольным (позднесерпуховским).

Барамбаевский диорит-плагиогранитовый комплекс имеет распространение в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ и Александровской подзоне Урайско-Денисовской СФЗ. В Троицко-Буруктальской СФЗ представлен Михайловским масси-

вом, приуроченным к Каутканской грабен-синклинали. На территории Российской Федерации расположен лишь небольшой (2×1 км) участок западной части массива сложенный гранодиоритами третьей фазы. В Александровской подзоне (северо-восточный угол планшета) комплекс представлен фрагментом центральной части крупного Ключевского массива, показанного на карте-врезке домеловых образований.

Комплекс трехфазный. *Первая фаза* представлена габбро, габбро-диоритами, на площади РФ не отмечается; *вторая фаза* – диоритами, кварцевыми диоритами, картируется в северо-восточном углу площади (Ключевской массив) ($\delta C_1 b_2$); *третья фаза* – малокалиевые гранодиориты (тоналиты) и плагиограниты картируются во Владимирском и Ключевском (у северной рамки листа) массивах ($\gamma; \gamma \delta C_1 b_3$).

Жильные тела комплекса представлены дайками кварцевых диоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов, присутствующих, как среди пород массивов, так и среди вмещающих пород.

Редкие обнажения пород комплекса имеются только в долине р. Тогызак. На остальной площади массива комплекса перекрыты рыхлыми мезо–кайнозойскими отложениями мощностью до 70–80 м. Выделены они по геофизическим данным и скважинам предшествующих исследователей [31].

На территории РФ для массивов комплекса характерно слабопеременное магнитное поле интенсивностью от 0 до +250 нТл. На плане локальных аномалий поля силы тяжести они характеризуются положительными аномалиями. Плотностные характеристики пород сильно дифференцированы. Наименьшей плотностью обладают малокалиевые граниты – $2,63$ – $2,65$ г/см³, плагиограниты имеют плотность $2,53$ – $2,77$ г/см³ (средняя – $2,65$ г/см³), средняя плотность диоритов – $2,70$ г/см³. Магнитная восприимчивость пород изменяется в широких пределах от первых единиц до $3\,000$ – $5\,000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Наименее магнитны плагиограниты, наиболее – габброиды и породы жильной фации.

Барамбаевский комплекс имеет железо-медно-золоторудную специализацию. На площади ГДП в экзоконтактах Ключевского массива отмечается ороговикование и скарнирование вмещающих пород, развитие зон сульфидной минерализации. В скарнах выявлены проявления массивных и вкрапленных магнетитовых руд. В зонах сульфидной минерализации аномалии меди, цинка, свинца, мышьяка. Золотоносность зон сульфидной минерализации практически не изучалась. В единичных пробах содержание золота достигает 2 – $2,7$ г/т.

Возраст комплекса определен по геологическим данным. Породы комплекса прорывают визейско–серпуховские отложения кулыкской толщи, но не встречаются в средне-позднекаменноугольных отложениях. На основании этих данных и согласно серийной легенде возраст комплекса принят раннекаменноугольным (позднесерпуховским). Не исключается и более поздний возраст – поздний серпухов–низы среднего карбона.

Каменецкий габбро-граносиенит-гранитовый комплекс распространен в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской зоны и представлен Соленоозерским массивом и жильными образованиями.

Соленоозерский массив располагается в районе озера Соленое. В структурном плане приурочен к южной части Тарутинского блока Кукайско-Катенинского блока первого порядка. Массив имеет форму, близкую к правильному овалу, ориентированному в субмеридиональном направлении с отклонением длинной оси к северо-западу. Размер массива $2,5$ – 3×5 км. По данным интерпретации материалов гравиразведки форма его в разрезе чашеобразная, нижняя кромка массива располагается на глубине 2 – $2,2$ км, юго-восточная часть массива находится на территории Казахстана. Обнажения в пределах массива отсутствуют. Выделен он по скважинам предшественников [7, 18, 24].

На детальных картах ΔZ_a массиву отвечает поле со значениями -100 – 200 нТл, которое в экзоконтактовой, реже в эндоконтактовой, зонах осложняется отдельными повышениями его значений до 200 – 500 нТл, что связано с магнетитосодержащими роговиками по вмещающим породам и ксенолитам. Поскольку плотность кварцевых монцонитов близка к плотности пород рамы ($2,77$ г/см³), на плане остаточных аномалий эта часть массива не выделяется. Гранитоиды второй фазы (плотность – $2,59$ г/см³) выделяются понижением поля на 4 – 5 мГал.

По данным В. В. Бабкина [7] массив сложен породами двух фаз. *Первая фаза* представлена нерасчлененными монцонитами, кварцевыми монцонитами ($\mu \delta C_1 k m_1$), *вторая* – нерасчлененными граносиенитами, умереннощелочными гранитами ($\gamma \xi C_{1-2} k m_2$).

Породы первой фазы сохранились в периферийных частях массива, на территории РФ – в северо-западной его части. Граносиениты и граниты второй фазы занимают преобладающую часть массива в них отмечаются ксенолиты кварцевых монцонитов первой фазы. Породам второй фазы свойственна среднезернистая структура и порфирированный облик, в противополож-

ность им монцонитоиды первой фазы более мелкозернистые и чаще порфиroidные.

Монцониты и кварцевые монцониты первой фазы макроскопически – мезократовые до меланократовых мелко-среднезернистые породы, порфиroidные, иногда такситовые. Содержание темноцветных минералов достигает 30–45 %, полевые шпаты (калишпат и плагиоклаз) отмечаются в переменных количествах от 20 до 30 %, кварц – 2–10 %. Во вкрапленниках отмечаются амфибол, биотит, плагиоклаз. Изредка их размеры достигают 3–4 мм, обычно меньше. Амфибол вкрапленников представлен призмами размером 0,3–1,7 мм, замещается актинолитом. Биотит образует чешуйки (0,2–1 мм), таблицы полисинтетически сдвойникового плагиоклаза размером 0,5–1,0 мм, обычно пелитизированного и сосюритизированного, имеют оторочки чистого и прозрачного калишпата. Основная масса имеет диоритовую или призматическизернистую структуру. Сложена плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и калишпатом. Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, в единичных зернах – рутил, кианит, силлиманит, рудные – пирит-магнетит.

По химическому и минеральному составу породы относятся к ряду монцонитов (кварца менее 5 %), кварцевых монцонитов. Для них характерно повышенное содержание P_2O_5 – 0,43–0,56 %.

Граносиениты и умереннощелочные граниты второй фазы макроскопически – розоватые, красноватые и желтоватые порфиroidные породы, состоящие из калишпата (15–18 %), кварца (20–25 %), плагиоклаза (50–55 %) и переменного количества биотита и роговой обманки (5–12 %). Плагиоклаз – один из самых идиоморфных минералов, образует удлиненные таблицы 1–5 мм в длину. Почти всегда полисинтетически сдвойникован, нередко зонален – в центральной части отвечает олигоклаз-андезину, в периферической альбит-олигоклазу. Калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин), как правило, образует крупные (от 3–8 до 17 мм) кристаллы с включениями кварца, реже амфиболита и биотита. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, в неизменном виде встречается нечасто. Замещается он актинолитом, магнетитом, хлоритом, эпидотом кальцитом. Биотит представлен чешуйками размером 1,5–2,0 мм, часто замещается мусковитом и магнетитом. Основная масса граносиенитов имеет таблитчато-зернистую структуру характеризующуюся идиоморфизмом плагиоклаза ко всем другим минералам – амфиболу, биотиту, калишпату, которые занимают межзерновые промежутки. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, редкими кристаллами торита.

Результаты химического анализа гранитоидов приведены в приложении 10.

Жильная фация первой фазы представлена вогезитами, минеттами, монцонит-порфирами, второй фазы – граносиенит-порфирами, гранит-порфирами, аплитовидными гранитами.

Субщелочные гранитоиды Соленоозерского массива характеризуются геохимической специализацией на свинец, молибден и олово.

Гранитоиды комплекса прорывают и ороговиковывают гранитоиды михеевского комплекса имеющие серпуховский возраст. Радиологический возраст массива, определенный калий-аргоновым методом составляет 286 ± 8 млн лет, 313 ± 8 млн лет (по биотиту) и 286 ± 8 млн лет (по амфиболу) [7] (по материалам Грайбежова). По данным Ф. А. Пискунова [24] радиологический возраст для этих же пород (калий-аргоновый метод по валу) дает цифры 310 ± 4 и 314 ± 1 млн лет, возраст цирконов из монцонитов Каменецкого массива (петротипа комплекса), определенный уран-свинцовым методом (микронавески) составляет 324 ± 20 и 340 ± 20 млн лет. Учитывая геологические данные и определения радиологического возраста петротипа возраст каменецкого комплекса принимается ранне-среднекаменноугольным (позднесерпуховским–среднекаменноугольным).

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-41-XX расположена в зоне сочленения Восточно-Уральского мегантиклинория и Зауральского мегасинклинория. Граница между ними проходит по Тобольскому разлому. Неоднократные разнонаправленные тектонические напряжения привели к наложению разновозрастных и разноориентированных дислокаций, формирующих современный структурно-тектонический план площади.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В геологическом разрезе описываемой площади выделяются структурно-вещественные комплексы трех этажей: нижнепротерозойского, каледонско–герцинского и мезозойско–кайнозойского.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ (PR₁)

Образования нижнепротерозойского этажа развиты на современном эрозионном срезе в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне, в северной части Белореченско-Камышнинского блока Троицко-Карашатауского антиклинория, в узком клиновидном блоке, являющемся южной выклинойкой Санарского докембрийского поднятия.

Этаж слагают мигматизированные биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов относящиеся к ильиновскому комплексу (мигматит-амфиболит-гнейсовая формация). Эти породы претерпели несколько этапов складчатых и разрывных деформаций, метаморфизма и относятся к полиметаморфическим образованиям фундамента района.

КАЛЕДОНСКО-ГЕРЦИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ (Є₃ – Т)

Разнообразные отложения, магматические образования и структурные формы ордовикско–пермского этажа сформировались в течение полного геодинамического цикла, от континентального рифтогенеза и океанического спрединга до коллизионной стадии и континентального рифтинга. Выделяются структурно-вещественные комплексы трех ярусов: верхнекембрийско–нижнедевонского, среднедевонско–нижнекаменноугольного, среднекаменноугольно–триасового.

ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО–НИЖНЕДЕВОНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Породы, слагающие ярус, образуют ряд формаций, сформировавшихся в период внутриконтинентального, а затем океанического бассейна и закончившегося в силуре–начале девона частичной инверсией, формированием зон субдукции и островодужных ассоциаций. Этот ряд состоит из ордовикских формаций вулканогенно-терригенной метаморфизованной (бобровская толща) континентального рифтинга, дунит-гарцбургитовой (дружнинский комплекс) и кремнисто-трахибазальтовой (увельская свита) океанических рифтов, терригенной флишоидной олигомиктовой (заречьянская толща) и вулканогенно-терригенной (увельская свита) шельфовой зоны окраинных морей, дацитовой метаморфизованной (саргазинская толща) островодужной и силурийских углисто-глинисто-кремнистой (варненская толща) ложи окраинных морей, базальт-андезитовой и рифогенных известняков островных дуг, отвечающих стадии раздвигания, и создания океанического бассейна с системой континентальных блоков и островных дуг. Образования ордовикско–силурийского яруса широко распространены в Красногвардейско-Свет-

НИЖНЕДЕВОНСКО–СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Структурно-вещественные комплексы этого яруса образовались в островодужную стадию геодинамического цикла и стадию формирования вулканоплутонического пояса.

Состав и внутреннее его строение определяются, с одной стороны, тектоническими движениями, с другой, процессами поверхностного и интрузивного магматизма и осадконакопления.

Вулканогенные и осадочные формации яруса, сформировавшиеся в островодужную стадию, распространены в Кукайско-Катенинском блоке, осадочные – фрагментарно в западной части Бобровско-Городищенской горст-антиклинали. Низы разреза яруса сложены относительно глубоководными подушечными лавами базальтовой формации (тогузакская толща) в сочетании с породами дунит-перидотит-пироксенитовой формации (карашакольский комплекс). Эти формации составляли основание и нижнюю часть разреза островных дуг зон вулканизма. Остальная часть разреза представлена фрагментарно развитыми отложениями базальт-риолитовой формации (верхняя часть разреза тогузакской толщи), сменяющейся в верхах разреза терригенным флишем и известняками лейпцигской толщи. Завершается разрез локально развитой формацией трахибазальтов и глинистых известняков позднефаменско–раннетурнейского возраста (ащусуйская толща), сформировавшейся в пределах вулканоплутонического пояса, и карбонатно-терригенной формацией шельфов окраинных морей (ащусуйская толща).

Интрузивные образования островодужной стадии яруса представлены породами раннедевонской дунит-перидотит-пироксенитовой формации зоны рифтогенеза и позднедевонской габбро-диорит-плагиогранитовой формации (джабыгасайский комплекс) фронтальной зоны вулканоплутонического пояса, развитой в восточной части Белореченско-Камышнинского блока.

Ранне-среднекаменноугольные структурно-вещественные комплексы яруса, сформировавшиеся в стадию развития вулканоплутонического пояса представлены во всех СФЗ и их подзонах. В Ильиновско-Марииновской подзоне они развиты в Белоключевско-Камышнинском блоке, где представлены терригенно-карбонатной и терригенно-вулканогенной формациями (еткульская и кайрактинская толщи). В Кукайско-Катенинском блоке они представлены габбро-диорит-плагиогранитовой формацией фронтальных частей пояса (михеевский комплекс) и габбро-граносиенит-гранитовой формацией тыловых частей пояса (каменецкий комплекс). В Троицко-Буруктальской подзоне фрагментарно развиты образования карбонатно-терригенной формации шельфовой зоны окраинных морей (ащусуйская и более поздняя туцесайская толщи) и габбро-диорит-плагиогранитовой формации междепрессийных поднятий вулканоплутонического пояса (барамбаевский комплекс). В Александровско-Денисовской подзоне развиты терригенно-вулканогенная (базальт-риолитовая) формация (кулыккольская толща) вулканических депрессий (трогов) и интрузивные образования габбро-диорит-плагиогранитовой формации междепрессийных поднятий вулканоплутонического пояса (барамбаевский комплекс).

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО–ТРИАСОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Образования среднекаменноугольно–триасового структурного яруса развиты в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ и представлены вулканогенными отложениями триасовой формации высокотитанистых базальтов (бичурская свита), выполняющими Ковыльный грабен в Белореченско-Камышнинском блоке.

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Мезозойско–кайнозойский структурный этаж представлен рыхлыми продуктами коры выветривания мезозойского возраста и осадочными отложениями мела, палеогена, неогена и квартера. Суммарная мощность осадочных отложений и кор выветривания колеблется в пределах от 10 до 80–100 м. Морские отложения мела–палеогена залегают слабонаклонно на восток под углами 3–5°. Более молодые отложения залегают, в основном, горизонтально, нивелируя неровности поверхности погребенного фундамента. В западной части листа имеются погребенные эрозионные депрессии, выполненные карстовыми отложениями с наклонным залеганием слоев и аллювиальными отложениями палеорусел, мощностью от 2 до 51 м.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Основными тектоническими единицами площади являются Восточно-Уральский мегантиклинорий и Зауральский мегасинклинорий.

Восточно-Уральский мегантиклинорий занимает западную и центральную части площади. Западной его границей являются разломы, входящие в систему Челябинского глубинного разлома, восточной – Тобольский разлом. На широте описываемой площади он представлен субрегиональной структурной единицей – Троицко-Карашатауским антиклинорием.

Троицко-Карашатауский антиклинорий имеет сложное блоковое строение. В пределах описываемой площади в нем с запада на восток выделяются Белореченско-Камышинский и Кукайско-Катенинский тектонические блоки и Бобровско-Городищенская горст-антиклиналь, являющиеся морфоструктурами первого порядка.

Белореченско-Камышинский блок расположен в северо-западном углу площади. В пределах площади ширина его составляет до 17 км, протяженность до 30 км. В структурном отношении антиклинорий представляет собой зону, состоящую из узких (12×5 км) тектонических блоков, сложенных разновозрастными и разноформационными образованиями, часто «прослоенными» телами серпентинитов. Протяженность блоков достигает первых десятков км.

Площади антиклинория соответствует линейно-мозаичное магнитное поле интенсивностью от –300 до 2 000 нТл. Положительные аномалии соответствуют телам серпентинитов. На карте остаточных аномалий Δg_a площади антиклинория соответствует положительная аномалия интенсивностью 6–11 мГал.

В центральной части антиклинория находится Санарское поднятие, восточная часть антиклинория представлена Шулаксайской антиклиналью, западная – Камышинским тектоническим блоком.

Санарское поднятие расположено в северо-западном углу планшета и представлено своим южным окончанием. В плане это узкий клиновидный тектонический блок северо-восточного простирания, с размерами 15×1,5 км. Блок выполнен гнейсами раннепротерозойского ильиново-ского комплекса. Севернее площади листа установлено антиклинальное строение блока с размахом крыльев складки до 4 км и крутым (65–85°) их падением. Площади блока соответствует знакопеременное магнитное поле интенсивностью от –200 до 150 нТл. На среднемасштабных картах Δg_a площадь блока в положительном поле Белореченско-Камышинского блока не выделяется.

Шулаксайская антиклиналь представляет собой клиновидный тектонический блок (20×1,5–3 км), выполненный метаморфизованными дацитами и их туфами саргазинской толщи. На северном продолжении блока, за пределами площади листа установлено его антиклинальное строение с размахом крыльев антиклинали до 5 км. Антиклиналь осложнена более мелкой складчатостью, вплоть до плейчатости. К Тарутинско-Джетыгаринскому разлому, ограничивающему антиклиналь с востока и к разлому, ограничивающему ее с запада, приурочены тела серпентинизированных гипербазитов дружининского комплекса.

В западной части Увельского антиклинория расположен Камышинский тектонический блок, ширина которого на площади листа составляет до 10 км. Западная часть блока сложена базальтами увельской (тюлеспайской) свиты. По данным Ал. В. Тевелева [27] базальты интенсивно тектонизированы – смяты в мелкие складки и будинированы. Подушки лав обмяты и выполняют роль будин, гиалокластиты рассланцованы и перемяты. Западная часть блока прорвана Нижне-Санарским и Тарутинским массивами, представленными породами позднедевонской габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Гранитоиды массивов характеризуются слабо и отчетливо гнейсовидными текстурами. В Тарутинском массиве устанавливаются многочисленные разрывные нарушения, зоны рассланцевания, зоны бластомилонитов. К разломам приурочены тела серпентинизированных гипербазитов дружининского комплекса.

Белоключевская грабен-синклиналь расположена в северо-западном углу планшета. На площади листа ее строение осложнено наложенным Ковыльным грабеном ранне-среднетриасового возраста. Западная часть грабен-синклинали выполнена карбонатно-терригенными отложениями еткульской толщи, фациально замещающимися в центральной части синклинали осадочно-вулканогенными отложениями кайрактинской толщи. В западной части грабен-синклинали расположен крупный субвулканический габбро-долеритовый массив (Осиповский), представленный на площади листа своим южным окончанием. Породы, слагающие Белоключевскую грабен-синклиналь, сильно тектонизированы. В отложениях кайрактинской толщи отмечаются многочисленные разрывные нарушения, зоны рассланцевания, выполненные субвулканическими телами габбродолеритов. Отложения между зонами смяты в мелкие, часто флексуобразные складки и динамометаморфизованы. В Осиповском массиве отмечаются

зоны расланцевания и катаклаза, сопровождающиеся процессами хлоритизации и карбонатизации пород. У западной рамки листа структура Белоключевской грабен-синклинали осложнена северной выклинкой Ковыльного грабена, выполненного ранне-среднетриасовыми континентальными натровыми базальтами бичурской толщи. Грабен является ответвлением (оперяющей структурой) Челябинского грабена. Породы, слагающие грабен, сильно расланцованы, степень тектонизации существенно возрастает вблизи граничных разломов, где наблюдаются зоны тектонического меланжа [27].

Площади Белоключевского грабен-синклинория соответствует спокойное знакопеременное магнитное поле интенсивностью от -100 до 100 нТл. Площади Ковыльного грабена соответствует положительная аномалия интенсивностью до 400 нТл. На карте остаточных аномалий площади Осиповского массива и вулканогенной части разреза соответствует положительная аномалия интенсивностью от 6 до 9 мГал. В северо-западном направлении, где преобладают терригенно-карбонатные отложения еткульской толщи, интенсивность поля уменьшается до 3 мГал, знакопеременное магнитное поле интенсивностью от -100 до 100 нТл.

Кукайско-Катенинский блок расположен в западной части площади. Западной границей блока с Белореченско-Камышнинским блоком является Тарутинско-Джетыгаринский разлом, восточной – с Бобровско-Городищенской горст-антиклиналью – Побединский (Восточно-Джетыгаринский) разлом. В структурном отношении Кукайско-Катенинский блок представляет собой тектонический блок шириной до 10 км, имеющий в южной части листа меридиональное простирание, сменяющееся в северной половине листа на северо-восточное.

Блок имеет двухъярусное строение. Отложения верхнекембрийско–нижнедевонского яруса представлены следующими формациями: силурийскими – черносланцевой, базальт-андезитовой и рифогенных известняков. Отложения верхнего (нижнедевонско–нижнекаменноугольного яруса) представлены формациями: нижнедевонской базальтовой, ниже-среднедевонской терригенной (флишевой), верхнедевонско–раннекаменноугольной глинистых известняков, базальтовой и карбонатно-терригенной.

Отложения антиклинория расчленены меридиональными и северо-восточного простирания сбросами и взбросами, а также косыми и широтными малоамплитудными сдвигами на удлиненные тектонические блоки размером до 20×3 км (чаще меньших размеров). Часть выделенных блоков, сложенных разновозрастными и одноформационными породами на геологической карте и тектонической схеме не показаны (генерализованы). В блоках, сложенных только базальтами и известняками, складчатость не фиксируется, но везде отмечается крутое, практически вертикальное, часто запрокинутое залегание слоев. Черносланцевая формация смята в мелкие дисгармоничные складки волочения. В ядрах мелких складок нередко отмечаются угловатые отторженцы компетентных слоев. Верхнедевонско–раннекаменноугольные и каменноугольные формации выполняют, вытянутые в меридиональном направлении с центриклинальным наклоном крыльев под углом $30-50^\circ$, брахисинклинальные структуры, приуроченные к зонам разломов. Строение их осложнено системой малоамплитудных косых сдвигов большая часть которых на картах генерализована.

Интрузивные образования Кукайско-Катенинского блока представлены массивами раннекаменноугольной габбро-диорит-плагиогранитовой формации и ранне-среднекаменноугольной габбро-граносиенит-гранитовой формации, в южной части синклинория отмечаются маломощные тела серпентинитов раннедевонской дунит-перидотит-пироксенитовой формации.

На площади листа в строении Петровско-Буруктальского синклинория выделяется три блока: Тарутинский, Лейпцигский и Катенинский.

Тарутинский блок расположен в северной части антиклинория. Южной границей блока является косоширотный разлом северо-западного простирания. Здесь происходит смена меридионального простирания южной части антиклинория на северо-восточное. Северная граница блока находится у северной рамки листа, на территории Казахстана, где силурийско–девонские отложения блока замещаются (перекрываются) вулканогенно-осадочными позднедевонско–раннекаменноугольными отложениями ащисуйской толщи и карбонатными визейско–серпуховскими отложениями комсомольской толщи. Ширина блока составляет $9-10$ км протяженность около 40 км. Западная часть его имеет сложное блоковое строение – разбита взбросами северо-западного простирания на узкие линейные блоки, выполненные вулканогенными отложениями катенинской и тогузакской толщ и терригенными отложениями лейпцигской толщи. В южной части блока эти отложения прорваны Южно-Карамысовским массивом и многочисленными мелкими телами и дайками гранитоидов раннекаменноугольной габбро-диорит-плагиогранитовой формации (михеевский комплекс) и Соленоозерским массивом щелочных гранитоидов ранне-среднекаменноугольной габбро-граносиенит-гранитовой формации (каменецкий комплекс). Восточная часть блока имеет антиклинальное строение, сложена известня-

ками с прослоями песчаников карбонатной подтолщи лейпцигской толщи и прорывается Карамысовским массивом (михеевский комплекс). С гранитоидами михеевского комплекса связано промышленное медно-магнетитовое оруденение (Тарутинское рудное поле).

Южным продолжением Тарутинского блока является Лейпцигский блок, имеющий меридиональное простирание и протяженность 28 км. Южной границей блока является сброс северо-западного простирания, расположенный у юго-западного угла площади, западная часть блока находится за пределами площади. Строение блока аналогично строению восточной части Тарутинского блока. Он также имеет блоковое строение и представляет собой систему (пакет) вытянутых меридиональных тектонических блоков, ограниченных крутопадающими разломами взбросовой, реже сбросовой кинематики и выполненных отложениями варненской, катенинской, тогузакской и лейпцигской толщ. В зоне Побединского разлома выделяются синклинали, сложенные терригенно-карбонатными отложениями ащисуйской толщи. При детальном картировании [7, 18] выделено большое количество широтных и косоширотных малоамплитудных сдвигов со смещением по ним границ блоков на первые десятки–сотни метров. Большая их часть в процессе построения карт генерализована. Существенным отличием строения Лейпцигского блока от Тарутинского является отсутствие крупных интрузивных образований. Здесь в отдельных скважинах отмечаются только дайки гранитоидов михеевского комплекса. Кроме этого, в отложениях катенинской толщи выделяются протяженные массивы рифовых известняков (Варненский риф), не отмечающихся в аналогичных отложениях Тарутинского блока.

Катенинский блок расположен в юго-западном углу планшета и представлен своим северным окончанием. По отношению к Лейпцигскому блоку Тарутинский блок является опущенным и расширенным в восточном направлении. На территории планшета тектонические пластины блока сложены вулканогенными отложениями и массивами рифовых известняков катенинской толщи. У западной рамки листа в небольшом сегменте блока, уходящего за пределы территории, выделяются черносланцевые отложения варненской толщи. К разрывным нарушениям приурочены мелкие тела серпентинитов карашакольского комплекса. Половина площади блока со структурным несогласием перекрывается вулканогенными и карбонатными отложениями ащисуйской толщи и терригенными отложениями тущесайской толщи, залегающими в разноразмерных синклиналичных структурах, крылья которых часто обрезаны разломами.

Площади Кукайско-Катенинского блока соответствует знакопеременное магнитное поле интенсивностью от -200 до $400-100$ нТл. Положительные аномалии расположены над ороговикованными и скарнированными породами. На карте остаточных аномалий Δg_a площадь синклинория находится в градиентной зоне с повышением интенсивности в западном направлении от $2-5$ до $6-11$ мГал.

Бобровско-Городищенская горст-антиклиналь занимает центральную часть описываемой площади, имеет ширину 43 км и уходит за пределы площади в северном и южном направлении на десятки км. Западной границей антиклинория является Побединский (Восточно-Джетыгаринский) разлом, восточной границей – Тобольский разлом. Горст-антиклиналь имеет относительно простое строение. Слагающие ее породы собраны в систему чередующихся относительно узких обычно изоклиналичных линейных складок протяженностью до нескольких десятков км и шириной в несколько км, осложненных еще более мелкими складками, плейчатостью и разрывными нарушениями. Практически нулевая обнаженность площади антиклинория, а также незначительная площадь российской территории в его пределах (большая часть является территорией Казахстана) не позволяет достоверно откартировать структуры антиклинория. Выделение их проведено путем прослеживания по отрывочным геологическим данным структур, выделенных на сопредельных с севера и с юга лучше изученных площадях.

У северной рамки листа с запада на восток выделяется Клястинская синклиналь, обрезаемая с запада Побединским, а с востока Троицким разломами. Структура расположена на казахстанской территории.

Восточнее Клястинской синклинали расположена Троицкая синклиналь, восточной границей которой является Подгородковский разлом. Второй от северо-западного угла планшета участок территории РФ расположен в восточном крыле этой синклинали. Сложен он магнетитсодержащими сланцами верхней части разреза бобровской толщи. Генерализованное простирание пород – северо-восточное, азимут 40° падение на северо-запад под углами $40-60^\circ$.

Восточнее Троицкой синклинали расположена Бобровская антиклиналь, восточной границей которой является зона Тобольского разлома. В ее восточном крыле, осложненном разломами северо-западного простирания, входящими в систему Тобольского разлома, расположен третий от северо-западного угла планшета участок территории РФ. Участок находится в тектоническом блоке и сложен сланцами бобровской толщи. Падение пород в нем северо-западное под углами $50-60^\circ$.

В юго-западной части площади листа, в пределах Бобровско-Айкенского антиклинория, на территории РФ выделяются Казановский блок, осложненный наложенной Каутканской грабен-синклиналью и Заречьенский тектонический блок.

Заречьенский блок расположен в юго-западной части антиклинория, между Побединским (Восточно-Джетыгаринским) и Троицким разломами, имеет размеры (на территории РФ) 5×30 км. Блок имеет субмоноклинальное строение с падением пластов на запад под углом 40–45° и сложен вулканогенно-осадочными отложениями увельской свиты. Моноклинальное строение блока осложнено симметричными линейными складками с размахом крыльев 0,5–1,5 км, которые, в свою очередь, осложнены более мелкими складками вплоть до плейчатости.

В зонах Побединского и Троицкого разломов на отложениях увельской свиты с несогласием залегают верхнедевонско–нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения ащисуйской толщи, выполняющие небольшие до 0,8×5 км вытянутые брахисинклинали.

Казановский блок примыкает с востока к Заречьенскому блоку, на востоке ограничен Западно-Каутканским разломом. Ширина блока – 24 км, строение его изучено недостаточно. Западная часть Казановского блока представляет собой тектонический блок меридионального простирания, шириной до 4 км. Блок, предположительно, имеет моноклинальное строение, с погружением на запад, осложненное линейными меридиональными складками с размахом крыльев 0,5–1,5 км, осложненными в свою очередь более мелкой складчатостью. Центральная часть блока имеет синклинальное строение, осложненное тектоническими нарушениями и линейными меридиональными складками более высоких порядков вплоть до плейчатости. Синклиналь имеет ширину 16 км и, возможно, является южным продолжением Троицкой синклинали. Самый восточный блок, примыкающий к Каутканской грабен-синклинали, возможно, является южным продолжением Бобровской антиклинали. Сложен блок метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями бобровской толщи и песчано-сланцевыми отложениями заречьенской толщи. В зоне одного из разломов, в западной части блока распространены отложения ащисуйской и тушесайской толщ, залегающие со структурным несогласием на породах заречьенской толщи и выполняющих вытянутые синклинальные складки размером до 9×2 км. Интрузивные образования блока представлены мелкими телами серпентинитов карашакольского комплекса, приуроченными к разрывным нарушениям.

Каутканская грабен-синклиналь является наложенной структурой северо-восточного простирания. Структура представляет собой грабен шириной 10–12 км, имеющий сложное блоковое строение, выполненный разновозрастными отложениями, в основном, ордовикскими (приподнятые блоки) и каменноугольными. На площади листа грабен-синклиналь на севере (на территории Казахстана) примыкает к Тобольскому разлому, на юге уходит за пределы площади. На российской части территории западная часть грабен-синклинали сложена песчаниками и углистыми филлитовидными сланцами увельской свиты, восточная часть грабен-синклинали прорывается протяженным Михайловским массивом габбро-диорит-плагιοгранитовой формации. На российской территории массив представлен небольшим фрагментом. С Михайловским массивом на территории Казахстана связаны проявления магнетита скарного типа.

Площади Бобровско-Городищенской горст-антиклинали, в основном, соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от –250 до –100 нТл. Линейные положительные магнитные аномалии отмечаются над магнетитсодержащими сланцами бобровской толщи и над телами серпентинизированных гипербазитов, приуроченных к разрывным нарушениям. На картах остаточных аномалий Δg_a и изодинам в редукции Буге площадь антиклинория представлена чередованием отрицательных и положительных аномалий интенсивностью от –10 до 3 мГал, характеризующих сложное блоковое глубинное строение антиклинория.

Зауральский мегасинклинорий является крупной (региональной) тектонической формой. На широте описываемой площади он представлен субрегиональной структурной формой – Александровско-Денисовским синклинорием.

Александровско-Денисовский синклинорий на российской части территории листа представлен синформной морфоструктурой второго порядка – Александровско-Арчаглинским блоком.

Александровско-Арчаглинский блок является протяженной синформной структурой, имеющей в целом меридиональное простирание, но на российской части листа (северо-восточный угол) меняющей простирание на северо-восточное. С запада блок ограничен Тобольским, с востока Бурлинским разломами. Оба разлома прослежены на территории Казахстана. На российской части площади листа (северо-восточный угол) в строении антиклинория принимают участие породы раннекаменноугольной кулыккольской толщи, расположенные в заливообразном блоке в прорывающем их крупном Ключевском массиве гранитоидов раннекаменноугольного барамбаевского комплекса. По данным глубокого бурения породы кулыккольской толщи

смяты в складки с размахом крыльев 3–5 км, шарниры которых имеют южное падение. Площадь блока разбита многочисленными широтными тектоническими нарушениями, к которым приурочены субвулканические тела толщи, а также зоны расланцевания с сульфидной минерализацией, в т. ч. медно-золоторудной. С гранитоидами Ключевского массива генетически связаны скарново-магнетитовые проявления, приуроченные к пачкам терригенно-карбонатных пород кулыккольской толщи.

Российской части площади Александровско-Арчаглинского блока соответствует знакопеременное мозаичное магнитное поле интенсивностью от –500 до 200 нТл, с контрастными (до 700–1 000 нТл) положительными магнитными аномалиями над телами магнетитовых скарнов.

ПЛИКАТИВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Складчатые деформации в пределах площади имеют широкое развитие и наложены на отложения раннепротерозойского и каледонско–герцинского этажей.

Отложения раннепротерозойского структурного этажа являются полиметаморфизованными образованиями, претерпевшими несколько этапов складчатых деформаций. Более поздние складчатые деформации часто полностью затушевывают ранние деформации. Раннепротерозойские образования, слагающие южное окончание Санарского поднятия смяты в антиклинальную складку с размахом крыльев до 4 км и крутым (65–85°) их падением.

Ордовикские отложения бобровской и заречьянской толщ и увельской свиты в Бобровско-Городищенской горст-антиклинали смяты в изоклиналильные складки с размахом крыльев до 12 км, с простираем шарниров 10–18° в южной части и до 30° в северной части площади. Протяженность складок составляет десятки километров. Крылья складок осложнены линейными складками с размахом крыльев 1–3 км и падением крыльев 30–50°, и более мелкими (200–400 м) линейными гармоничными складками с углами падения крыльев 45–80°, осложненными, в свою очередь более мелкой складчатостью, вплоть до плейчатости. Интенсивность складчатости возрастает в зонах тектонических нарушений.

Ранне-среднеордовикские отложения саргазинской толщи в Шулаксайской антиклинали севернее описываемой площади смяты в крутую антиклинальную линейную складку с размахом крыльев до 5 км, осложненную более мелкой складчатостью.

Средне-позднеордовикские базальты увельской свиты (тюлеспайской толщи) в Белореченско-Камышинском блоке интенсивно дислоцированы и смяты в мелкие, часто флексуобразные складки волочения.

Силурийские вулканогенные отложения катенинской толщи, девонские вулканогенные отложения тогузакской и терригенные отложения лейпцигской толщ в тектонических блоках Кукайско-Катенинского блока имеют крутую расланцовку и часто запрокинутое залегание, а черносланцевые отложения варненской толщи смяты в мелкие (десятки см) дисгармоничные остроугольные складки, похожие на складки волочения. В южной части Кукайско-Катенинского блока (Катенинский блок) вулканогенные отложения катенинской толщи, по данным Ю. Н. Афанасьева [6], смяты в линейные прямые складки с углами падения крыльев 50–60°.

Известняки и вулканогенные породы ащисуйской толщи, выполняющие рифтогенные грабен-синклинали в Катенинском блоке, смяты в пологие (20–35°) синклиналильные складки. Для них характерны межслоевые срывы с интенсивной расланцовкой и микроскладками волочения.

Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения ащисуйской и тушесайской толщ выполняют брахиформные приразломные синклинали с центриклинальным падением крыльев под углом 40–50°, а в более крупных, вытянутых синклиналиях в Катенинском блоке и Бобровско-Городищенской горст-антиклинали осложнены прямыми складками с углами падения крыльев 50–70°.

Раннекаменноугольные отложения еткульской толщи и вулканогенные отложения кайрактинской толщи интенсивно тектонизированы и смяты в мелкие, часто флексуобразные складки волочения.

Отложения кулыккольской толщи в российском участке Александровско-Арчаглинского блока смяты в складки с размахом крыльев 3–5 км, шарниры которых имеют южное падение.

Вулканогенные отложения триаса, выполняющие Ковыльный грабен, по данным Ал. В. Тевелева [27] плейчато мяты и интенсивно тектонически дислоцированы, вплоть до образования зон тектонического меланжа.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения являются естественными границами, разделяющими основные структуры района, и неотъемлемыми элементами всех структурно-вещественных комплексов.

Разломы делятся на региональные и местные. Первые из них характеризуются большой протяженностью (до первых сотен и более км), глубоким заложением, длительным развитием и разделяют основные структуры площади. Вторые – менее протяженные с простой кинематикой, с глубиной заложения, соизмеримой с уровнями залегания магматических очагов, не уходят за пределы основных структур района.

Среди региональных разломов выделяются структурные швы, являющиеся долгоживущими разломами глубинного заложения, по которым закладывались зоны раздвижения континентальных блоков, основные направления зон субдукции и сочленения разновозрастных террейнов. К ним относятся Тарутинско-Джетыгаринский и Тобольский разломы. Они отчетливо выделяются в физических полях выдержанными зонами градиентов и хорошо видны на аэро- и космоснимках. С зонами этих разломов связаны пояса тектонизированных тел дунит-гарцбургитовой ассоциации. Структурные швы образовались в начале ордовика, в стадию рифтогенеза, дробления деструкции континентальной коры. Первоначально они имели характер сбросов, ограничивающих рифтогенные впадины, в которых формировались офиолитовые ассоциации. Позже они являлись границами развития островодужного вулканизма и поясами развития сейсмофокальных зон.

Тарутинско-Джетыгаринский разлом разделяет Белореченско-Камышнинский и Кукайско-Катенинский блоки Троицко-Карашатауского антиклинория и представляет собой систему сближенных разрывных нарушений, к которым приурочены тела серпентинитов. Блоки между разломами сложены разновозрастными породами. На описываемой территории главный шов разлома (восточный) по данным интерпретации магнитного поля над телами серпентинитов, расположенными в его зоне, имеет крутое ($75-80^\circ$) падение на юго-восток, южнее площади устанавливается его крутое западное падение.

Тобольский разлом является границей между Восточно-Уральским мегантиклинорием и Зауральским мегасинклинорием. На описываемой площади разлом полностью проходит по территории Казахстана. Протяженность его достигает 1 300 км. Он представляет собой целую систему разломов, по которым произошли значительные вертикальные перемещения, приведшие к соприкосновению резко разновозрастных отложений.

Региональные разломы, не обладающие чертами основных зон и имеющие более простую кинематику, являются тектоническими границами зон и крупных блоков в их пределах. Наиболее крупными из них являются **Побединский** и **Троицкий разломы**, являющиеся ветвями Восточно-Джетыгаринского разлома – границей между Кукайско-Катенинским блоком и Боборско-Городищенской горст-антиклиналью. Они являются крутыми сбросами западного падения и осложнены косоширотными сбросо-сдвигами и малоамплитудными взбросами с восточным падением сместителя. Один из таких взбросов, осложняющих Побединский разлом, установлен бурением на Казахской части площади [24].

Местные разломы (меридиональные, широтные и косоширотные) являются элементами внутреннего строения структурно-формационных блоков, вулканотектонических структур и обычно не уходят далеко за их пределы. Наиболее крупный из них – **Западно-Каутканский разлом** является западной границей Каутканской грабен-синклинали. Меридиональные и субмеридиональные разломы играют важную роль в строении структурно-формационных зон и подзон. Часть из них относится к синвулканическим нарушениям, ограничивающим вулканические структуры (блоки), и играет важную роль в процессах магматизма, метасоматоза и оруденения, другие ограничивают блоки разновозрастных пород. По широтным и косоширотным разломам происходило неравномерное вертикальное и малоамплитудное горизонтальное перемещение тектонических блоков, сыгравших значительную роль в формировании современного глыбово-блокового строения территории.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития района выделяются три крупных этапа, соответствующие трем структурным этажам: протерозойскому, каледонско–герцинскому и мезозойско–кайнозойскому.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Сведения о доордовикских тектонических событиях, сформировавших континентальную кору района, имеют фрагментарный характер.

В раннем протерозое накапливались терригенно-глинистые отложения сопровождавшиеся проявлениями базальтового вулканизма. До начала рифея раннепротерозойские породы подверглись региональному метаморфизму амфиболитовой фации высоких давлений с преобразованием глинистых осадков в гнейсы, а вулканитов в амфиболиты (ильиновский комплекс).

В рифее на континенте возникли обширные прогибы типа авлакогенов восточной окраины Русской платформы, в которых, в относительно спокойной обстановке, в условиях платформенного режима происходило накопление терригенных отложений, представленных песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, впоследствии превращенными в гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты. На площади листа рифейские образования не выходят, но фиксируются по данным сейсморазведки. Мощность их составляет до 2 км.

В конце рифея зона осадконакопления испытала общий подъем, охватывающий всю зону Южного Урала, и превратилась в область пенеплена.

КАЛЕДОНСКО–ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

Этот этап представляет полный геодинамический цикл развития: от рифтогенеза, раздвижения блоков континентальной коры и образования океанического бассейна до формирования островных дуг с процессами субдукции, скучивания, образования складчатой горной области и континентального рифтогенеза.

СТАДИЯ РИФТОГЕНЕЗА И ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

В начале раннего ордовика в результате подъема мантийного диапира происходит формирование внутриконтинентальной рифтовой зоны в систему которой входили Челябинский, Тарутинско-Джетыгаринский, Тобольский и Бурлинский разломы. В образовавшейся рифтовой впадине формируются вулканогенно-терригенные отложения (бобровская толща). Источником обломочного материала служили поднятые участки суши, источником вулканического материала (пепловый, пирокластовый, прослой лав основного и кислого состава) служили вулканические аппараты, приуроченные к зонам разломов.

Примерно в начале среднего ордовика в результате прогрессирующего растяжения в нескольких местах континентального рифта происходит полный разрыв континентальной коры с образованием серии рифтовых зон разделенных блоками с остатками континентальной коры – микроконтинентами.

Характер взаимоотношения субокеанических бассейнов и разделяющих их микроконтинентальных блоков остается дискуссионным. Наиболее вероятным современным аналогом Уральского палеобассейна являются, видимо, бассейны западной Пацифики (Вудларк, Манус, море Бисмарка) с большим количеством континентальных блоков, где происходят одновременные и

относительно независимые процессы рифтинга и спрединга [16].

На современном эрозионном срезе западнее описываемой площади располагается Восточно-Уральский микроконтинент. Площади Белореченско-Камышнинского и Кукайско-Катенинского блоков являются фрагментами Варненского палеобассейна. Площадь Бобровско-Городищенской горст-антиклинали является фрагментом Зауральского микроконтинента, восточнее которого располагался Денисовский палеобассейн.

В образовавшихся рифтовых зонах формируются офиолитовые ассоциации. В пределах Варненского палеобассейна в ее состав входили дунит-гарцбургитовая формация (ордовикский дружининский комплекс), базальты с горизонтами красных яшм увельской (тюлеспайской) толщи (кремнисто-трахибазальтовая формация).

Аналогичная зона формируется в Денисовском палеобассейне (территория Казахстана).

В то же время в шельфовых зонах окраинных морей микроконтинентов накапливаются кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники заречьянской толщи (терригенная флишоидная олигомиктовая формация).

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (O_2-S)

Предположительно в конце среднего ордовика и до конца силура в западной части описываемой территории в Варненском палеобассейне закладывается островодужная система, и начинается общее закрытие палеоокеанического бассейна. Средне-позднеордовикские островодужные ассоциации на современном эрозионном срезе представлены дацитовой метаморфизованной формацией завершающей стадии островодужного вулканизма (саргазинская толща) и выражены в наличии пирокластике и прослоев лав базальтового, андезитового и дацитового состава в составе увельской свиты Бобровско-Городищенской горст-антиклинали.

Силурийские островодужные ассоциации представлены раннесилурийской углистоглинисто-кремнистой формацией (варненская толща) и ранне-позднесилурийскими базальт-андезитовой формацией и формацией рифовых известняков (катенинская толща). Формирование протяженных массивов рифовых известняков происходило, предположительно, на склонах островных дуг.

СТАДИЯ ВТОРИЧНОГО СПРЕДИНГА И ОБРАЗОВАНИЯ СИСТЕМЫ МОДИФИЦИРОВАННОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (D_{1-3})

В раннем девоне в образовавшемся окраинном морском бассейне закладывается новая зона спрединга. В пределах Кукайско-Катенинского блока образуется трог, заполняющийся подушечными лавами базальтовой формации (тогузакская толща). Выделенный фациальный состав вулканитов толщи, наличие подушечных лав с миндалекаменной текстурой и большая мощность указывают на трещинный характер излияний при компенсирующем погружении. Незначительное развитие пирокластических образований и осадочных пород, отсутствие следов выветривания подтверждают спокойный непрерывно пульсирующий характер излияний в обстановке растяжений. Ближе к верхней части толщи прослоев осадочных пород больше, базальтовый вулканизм затухает, и в промежутках между излияниями формируются известково-терригенные и кремнисто-глинистые породы. Анализ их состава показывает на принадлежность их к классу глинистых граувакк. Наличие полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников подчеркивает связь области подводного вулканизма с достаточно «зрелой» сушей, а присутствие внутрiformационных брекчий и гравелитов указывает на периоды активной сейсмичности, когда происходило оползание, разрушение и перемещение уже отложенного материала.

Этот период совпадает, вероятно, с началом деятельности локальных центров кислого вулканизма, зафиксированного в составе толщи лавами натровых риолитового и риолит-дацитового состава и их туфами.

В конце нижнего девона вулканическая деятельность на описываемой площади затухает и в междуговом бассейне начинают накапливаться флишевые терригенные отложения и известняки лейпцигской толщи.

Среднедевонские вулканические островодужные ассоциации на описываемой площади не отмечаются, но известны на продолжении структуры синклинория на сопредельной с севера площади.

Интрузивные образования этапа представлены мелкими телами серпентинитов раннедевонской дунит-перидотит-пироксенитовой формации зоны рифтогенеза (карашакольский комплекс).

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (D₃–C₂)

Граница франского и фаменского веков отчетливо проявлена в радикальной смене палеотектонической обстановки. К концу франского века в результате поглощения океанической коры в зоне субдукции происходит столкновение Зауральского микроконтинентального блока с островодужными системами Варненского палеобассейна. При этом Варненский палеобассейн был раздавлен, остатки островных дуг вместе с Зауральским микроконтинентальным блоком были причленены к Восточно-Уральскому микроконтиненту, на границе которого формируется окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс. В пределах молодой складчатой области в фамене начался рифтогенез, локализованный вблизи границ Восточно-Уральского микроконтинента. На плечах рифтов и в шельфовой зоне микроконтинента накапливались мелководные известняки и терригенные отложения карбонатно-терригенной формации (ащисуйская толща). В осевых зонах рифтов в начальную стадию рифтогенеза отмечено излияние существенно калиевых базальтов, сменившееся отложениями относительно глубоководных известняков (ащисуйская толща). Накопление карбонатных и карбонатно-терригенных отложений продолжалось и в турнейском веке.

Позднедевонские интрузивные образования представлены габбро-диорит-плагиогранитовой формацией фронтальных частей пояса (джабыгасайский комплекс) и монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой формацией тыловых частей пояса (урускискенский комплекс, расположенный западнее площади).

В конце турнейского века–начале визейского века окраина Восточно-Уральского микроконтинента начала медленно воздыматься, и на ее периферии сформировались лагуны с карбонатно-терригенным осадконакоплением (тущесайская толща).

Во второй половине визе–начале серпухова происходит деструкция вулканоплутонического пояса с образованием субмеридиональных вулканотектонических депрессий (трогов).

На описываемой территории это Белореченская грабен-синклиналь (северо-западный угол планшета), Александровско-Арчаглинский блок (восточная часть площади) и наложенная Каутканская грабен-синклиналь, пересекающая в северо-восточном направлении Бобровско-Городищенскую горст-антиклиналь. В последней на территории РФ каменноугольные образования представлены только интрузивным комплексом (Михайловский массив). Осадочные и вулканогенные формации в ней имеются на сопредельной с юга площади. На начальном этапе в депрессиях накапливались карбонатно-терригенные отложения, по мере углубления и расширения депрессий сменившиеся вулканогенными. В начале из вулканических аппаратов щелевого типа извергались лавы основного состава, быстро сменившиеся андезит-риолитовым вулканизмом из вулканов центрального типа. В межгорных впадинах и на приподнятых блоках депрессий продолжалось накопление терригенно-карбонатных отложений.

В Белореченской грабен-синклинали отложения депрессий представлены осадочно-вулканогенной (базальтовой) формацией (кайрактинская толща) и карбонатно-терригенной формацией (еткульская толща). В Александровско-Арчаглинском блоке отложения представлены осадочно-вулканогенной (базальт-риолитовой) формацией (кулыккольская толща).

Завершается стадия в позднесерпуховско–среднекаменноугольное время внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой формации барамбаевского и михеевского комплексов и габбро-граносиенит-гранитовой формации (каменецкий комплекс).

КОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ

В среднем, поздне карбоне и в перми в условиях сжатия и аккреции структурно-формационных блоков развивается интенсивная складчатость общего смятия в сочетании со взбросами, взбросо-сдвигами, надвигами и тектоническими покровами. Эти процессы сопровождались гранитизацией, палигенезом и формированием массивов калинатровых гранитов, развитых за пределами площади. Увеличение мощности формирующейся континентальной коры привело к ее изостатическому поднятию и образованию в регионе складчатой горной системы.

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

К началу мезозоя кульминация орогенеза была уже позади и созданное складчатое горное сооружение начало пенепленизироваться.

В триасе в условиях общего растяжения на месте Копейской шовной зоны восточнее площади был сформирован Челябинский континентальный рифт, небольшой фрагмент оперяющей структуры которого присутствует в северо-западном углу площади. Заложение рифта в раннем–среднем триасе сопровождалось излиянием существенно натриевых, высокотитанистых базальтов (бичурская свита) и накоплением грубообломочных терригенных пород. В это же время на остальной площади происходила интенсивная денудация, в результате которой горный рельеф был сnivelирован и в конце триаса начинают преобладать процессы химического выветривания (раннемезозойский T_3-J_1 этап корообразования).

Ориентировочно в начале средней юры общерегиональное растяжение сменилось сжатием, что привело к закрытию рифтогенных прогибов и деформации слагающих их комплексов. В связи с усилением процессов расчленения рельефа процессы химического выветривания сменяются физическим выветриванием. Со второй половины средней юры после выравнивания территории и затухания эрозионно-денудационной деятельности снова начинают преобладать процессы химического выветривания, продолжавшиеся до верхнего мела. В этот период, выделяемый как позднемезозойский этап корообразования, сформировались наиболее полные и мощные разрезы продуктов гипергенеза.

Вместе с процессами корообразования в раннем мелу происходит интенсивное карстообразование карбонатных палеозойских образований с заполнением карстовых «долин» переотложенными продуктами кор выветривания (алапаевская и синарская свиты).

В позднем мелу в восточной части площади происходит трансгрессия моря. В западной части площади в восточной части площади продолжаются процессы денудации.

В начале палеоцена практически на всей площади происходит трансгрессия палеогенового мелководного моря.

В начале олигоцена возобновляется поднятие территории, приведшее к регрессии моря и перерыву в осадконакоплении.

В позднем олигоцене обширные котловины, образовавшиеся на площади ушедшего моря, заполняются аллювиально-озерными отложениями куртамышской свиты.

Небольшой амплитуды вертикальные колебания продолжались и в неогене и завершились в конце миоцена выравниванием территории (педипленизацией).

Новейшее тектоническое преобразование территории связаны с финальными, плиоцен–четвертичными движениями. Важнейшим результатом их явился переход от древнего субмеридионального к молодому субширотному направлению дренажа Восточно-Уральского плато. Перестройка речной сети, обусловленная формированием заметных восток-юго-восточных уклонов плато в ходе общего воздымания Южного Урала, началась еще в раннем квартере, продолжалась в среднем неоплейстоцене, и заключалась в объединении фрагментов прежней речной сети в единые субширотные молодые долины через поперечные ослабленные зоны.

В позднем неоплейстоцене речная сеть приобрела современные очертания. Поздненеоплейстоценовая аккумуляция была относительно слабой. Этапы формирования четвертичного рельефа района отражены в лестнице поверхностей выравнивания, которые в целом коррелируются с террасовыми комплексами крупных рек Урала и контролируются общими тектоно-климатическими факторами.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная территория расположена на стыке двух крупных геоморфологических районов: отпрепарированного Зауральского пенеplена и континентально-морской цокольной равнины.

В течение мезозоя и большей части палеогена район испытывал небольшое тектоническое погружение, а впоследствии – поднятие. При этом в образовании Зауральского пенеplена и континентально-морской цокольной равнины принимали участие два взаимно разнонаправленных процесса, приведших к выравниванию рельефа. На одних участках происходил размыв поверхности, сопровождавшийся выносом материала, на других – этот выносимый материал накапливался. Каждая поверхность выравнивания состоит соответственно из участков преобладающей денудации (денудационной поверхности) и участков, где господствовали процессы аккумуляции (аккумулятивные поверхности). Последние разделяются по генезису на морские волновые, озерные, аллювиальные и озерно-аллювиальные.

Выделение и геологическая датировка аккумулятивных поверхностей проводилась в соответствии с возрастом слагающих их отложений. Основным принципом выделения денудационной поверхности считалось условие сохранности древнего поверхностного слоя (коры выветривания), слагающего ее.

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА КОМПЛЕКСНОЙ ДЕНУДАЦИИ ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

1. *Поверхность выравнивания мезозойского возраста (MZ)* является результатом геологических процессов второго тектоно-климатического этапа [3]. Эта поверхность в виде реликтовых фрагментов сохранилась на склонах речных долин Верхнего и Среднего Тогызакса. Она представлена плоскими, реже слегка всхолмленными пространствами, сложенными образованиями различных горизонтов мезозойской коры выветривания. Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 250–280 м. Этой денудационной поверхности коррелятивны отложения осадочной субформации мезозойской коры выветривания, представленные алапаевской толщей нижнего мела, сохранившейся в углубленных частях палеорельефа.

2. *Поверхность выравнивания средне-позднеолейстоценового возраста (Q_{II-III})* составляет нижний уровень пенеplена и широко распространена в подножии всех поднятий района, в том числе она выработана на водоразделах рек Тогызакского бассейна. Вблизи депрессий поверхность слабо наклонена, в нижней части она иногда подстраивается одновозрастной аккумулятивной поверхностью выравнивания. С запада на восток высота поверхности уменьшается от 380 до 290 м, в районах депрессий и шовных зон фундамента наблюдаются ее значительные перегибы. Поверхность срезает разные породы основания, перекрытые маломощным элювиально-делювиальным чехлом.

3. *Поверхность выравнивания позднеолейстоценового–голоценового возраста (Q_{III-IV})* – нижняя придолинная поверхность транзитных водотоков района, представлена покровами делювиально-аллювиальных и более сложных смешанных отложений, среди которых встречаются выходы коренных пород. В западной части территории поверхность выравнивания является водораздельной и, помимо четвертичного покрова, в ее пределах развиты породы палеозойского фундамента, а также мезозойские и палеогеновые образования. В северной части листа поверхность практически горизонтальна.

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ

СКЛОНЫ

4. *Склоны миоцен–голоценовые* (N_1-Q_n). Морфология склонов, их геометрические и литологические характеристики пространственно очень изменчивы. В пределах верхнего яруса рельефа, склоны как правило пологие (первые градусы), неровные, с амплитудой до нескольких десятков метров. Преобладающая ориентировка высоких склонов северо-западная, отражающая простираание отпрепарированных элементов. С поверхности они покрыты спорадическим маломощным чехлом элювиальных образований с частыми выходами коренных пород.

5. *Средне-позднеплейстоценовые склоны* (Q_{II-III}) высоких аллювиальных террас имеют большую амплитуду (до 140 м) и большую крутизну (до 7–10°), как правило закрыты чехлом суглинистых образований. Выходы коренных пород в их пределах редки. Преобладающее простираание склонов субмеридиональное, параллельное основным геоморфологическим элементам.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

МОРСКОЙ ВОЛНОВОЙ

6. *Палеогеновый рельеф реликтовых равнин* (Р) сформировался в период морской трансгрессии в условиях палеогенового ритма. Представлен выровненными площадками с гипсометрическими отметками 250–260 м, сложенными образованиями серовской и ирбитской свит.

ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ

7. *Миоценовый рельеф равнин* (N_1) формировался в условиях относительного тектонического покоя, в этап развития континентальной истории Урала, проявившийся, как климатический [3]. Картируется эта поверхность преимущественно в центре листа в виде незначительных площадей, сложенных аллювиальными и озерными отложениями наурзумской и светлинской свит. Абсолютные отметки этой аккумулятивной поверхности колеблются в пределах 250–280 м.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ

8. *Плиоценовая аллювиальная равнина* (N_2) сформировалась в период новейших тектонических движений. Выделяется на участках развития отложений кустанайской и жиландинской свит. Эта аккумулятивная поверхность занимает незначительные локальные участки в центральной части площади в пределах абсолютных отметок 240–280 м.

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Современные речные долины заложены в последний неотектонический этап и хорошо выражены в рельефе. На границе верхнего плиоцена и плейстоцена произошла резкая перестройка речной сети с субмеридионального направления на субширотное. В пределах района главными водными артериями являются реки: Верхний и Средний Тогызак принадлежащие более крупному водному бассейну р. Уй, протекающей за пределами площади. Река Тогызак представлена своим верховьем. Реки обладают некоторыми общими чертами. Все они эпигенетические. Долины рек асимметричные, V-образные, шириной от 1 до 1,5 км. Асимметричность выражена разным строением бортов долин. У рек, текущих в субширотном направлении, левый борт более высокий, правый – низкий. В более высоких крутых берегах обнажаются палеозойские породы на уровне уступа первой надпойменной террасы, в низких – обнажаются на уровне поймы.

Реликты древних речных сетей, не выражены в современном рельефе. Русло древней нижнемеловой реки вообще не имеет связи с современной поверхностью и фиксируется лишь в палеорельефе на геологических разрезах. Существование этого русла было кратковременным, выработавшим каньонообразное понижение на контактах в палеозойских известняках, и заполненное впоследствии автохтонным материалом пролювиально-делювиального генезиса. Такое русло в виде субмеридиональной депрессии, не выраженной в рельефе, показано на геоморфологической схеме. Эта депрессия начинается западнее пос. Саламат и протягивается на север до

широты оз. Камышное, расположенного в 3 км восточнее. Депрессия сохранилась в виде небольших фрагментов в пределах границ, показанных на геоморфологической схеме. По всей вероятности она является продолжением Тамерланской депрессии, выделенной предшественниками в границах этих же известняков, на юге листа.

9. *Вторая надпойменная позднеоплейстоценовая терраса* (Q_{III}) выделяется в долине реки Средний Тогызак, а также при впадении последней в реку Тогызак. В отдельных случаях терраса является цокольной, но преимущественно – аккумулятивной. Во многих локальных впадинах долины терраса погребена.

10. *Первая надпойменная позднеоплейстоценовая терраса* (Q_{III}) сложена аллювием и мезозойской корой выветривания. Эти образования наблюдаются в уступе террасы, высота которого составляет 1–2,5 м, иногда достигает 6 м. Площадка террасы шириной от первых метров до 1 км слабо наклонена в сторону русла, задернована. Тыловой шов завуалирован и площадка плавно переходит в равнинную поверхность междуречий. Иногда тыловой шов трассируется небольшими единичными или группой стариц, расположенных вдоль тылового шва на площадке террасы, сложенной аллювием. Часто значительная разница в высоте уступа первой надпойменной террасы по отношению к урезу воды возникает за счет нарушения экологии современного русла. На реках существуют многочисленные искусственные дамбы (иногда разрушенные, но сужающие русло рек). Перед дамбами образуются многочисленные искусственные водоемы, уровень воды в которых резко возрастает и первая надпойменная терраса занимает кажущееся положение поймы. Непосредственно после дамб уровень воды резко падает до 2 м, и первая надпойменная терраса образует крутой уступ высотой до 6 м над урезом воды. Это создает благоприятные условия для боковой и донной эрозии, которая способствует углублению русла, обрушению аллювия первой надпойменной террасы, а в периоды таяния снега и дождей – созданию промоин и небольших оврагов в бортах долины.

Современные русла рек, особенно в своих верховьях, врезаясь в коренные породы палеозоя, создают неравновесные участки.

11. *Пойменные и надпойменные террасы позднеоплейстоценовые–голоценовые объединенные* (Q_{III-H}) представлены комплексом речных террас на участке, где названные элементы долин четко не выделяются или не могут быть отражены отдельно в масштабе схемы.

12. *Поймы и днища долин голоценовые* (Q_H) имеют эрозионно-аккумулятивный характер. Здесь на одном уровне наблюдаются породы палеозоя и аллювий пойменного комплекса. Высота уступа поймы не превышает 0,5–1,0 м. Ширина площадки ее составляет от 1 до 20 м. Она прислонена своим тыловым швом к низам первой надпойменной террасы. Перед искусственными дамбами поймы затоплены.

ОЗЕРНЫЙ

13. *Озерный рельеф голоценового возраста* (Q_H) проявлен на западе площади. Крупные современные озера голоценового возраста имеют изометричную форму с диаметром до 3 км (оз. Камышное). В них развиты песчано-галечниковые и илистые пляжи до десятков метров шириной, береговые валы, с выраженными бенчами разной крутизны, высотой до 6 м. Озерная терраса обычно полого вложена в денудационную поверхность.

ОЗЕРНЫЙ И БОЛОТНЫЙ

14. *Позднеоплейстоценовый–голоценовый рельеф* (Q_{III-H}) приурочен к реликтовым озерным котловинам, для которых характерны остаточные береговые валы, заболоченная, а иногда уже осушенная периферия озерной ванны и небольшое водное зеркало в центральной части; форма и размер последнего зависят от сезонных изменений режима атмосферных осадков. Иногда, в котловинах свободное водное зеркало отсутствует полностью, береговые валы сильно сглажены, сами котловины заболочены или полностью осушены. Озерные котловины восточной равнины образуют в плане цепочки субмеридиональной ориентировки и, вероятно, являются реликтами крупной средне-позднеоплейстоценовой речной долины.

БОЛОТНЫЙ

15. *Голоценовый болотный рельеф* (Q_H) представлен изометричными изолированными понижениями в рельефе, расположенными на разных геоморфологических уровнях. Понижения

выполнены палюстринными образованиями: иловатыми суглинками и рыхлыми торфами.

ТЕХНОГЕННАЯ ГРУППА

16. *Голоценовый техногенный рельеф* (Q_n) представлен отвалами Бускульского карьера. Более мелкие техногенные формы рельефа не отражены на геоморфологической схеме – это дамбы, плотины, несколько карьеров стройматериалов и большое количество современных дорог с твердым покрытием.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В формировании рельефа территории наиболее полно проявили себя геологические процессы третьего, четвертого и шестого тектоно-климатических этапов по классификации А. П. Сигова [3].

Начало третьего тектоно-климатического этапа характеризовалось относительной стабильностью и образованием пенеплена. В условиях тропического и субтропического климата на пенеплене сформировалась мезозойская кора выветривания каолинового типа. Одновременно с образованием коры выветривания происходил ее частичный смыв и отложение продуктов выветривания в углубленных и переуглубленных частях рельефа, связанных с размытыми ослабленными зонами тектонических, литологических контактов и карстующихся пород. На известняках образовались каньонообразные депрессии, которые послужили своеобразными седиментационными коллекторами для меловых отложений. Примером может служить Тамерланская депрессия на юге территории, заполненная отложениями алапаевской толщи и синарской свиты.

В кампанское и маастрихтское время в результате трансгрессии море продвинулось с востока. Климатическая зональность в маастрихтский век выразилась сменой с севера на юг кремнистых осадков на мергелистые, что доказывается отложениями ганькинской свиты на северо-востоке территории.

Морская трансгрессия палеогенового ритма характеризовалась началом медленного эпейрогенического погружения региона. Кора выветривания северо-восточной части площади была погребена под морскими осадками, а в пределах Зауральского пенеплена началось некоторое оживление эрозионной деятельности. Прибрежная зона имела извилистые очертания с заливами и вдающимися в море полуостровами. Прилегающий к морю материк имел пенепленизированную поверхность и поэтому роль абразии была незначительна. В период морской трансгрессии были образованы кремнисто-глауконитовая и кремнистая осадочные формации морского цикла, соответствующие палеоцену и эоцену.

В конце третьего тектоно-климатического этапа начинается медленное воздымание территории с образованием промежуточной осадочной формации начала регрессии моря, представленной чеганской свитой, имеющей как существенно морской, так и озерно-лагунный генезис [7].

В течение четвертого тектоно-климатического этапа продолжается медленное воздымание территории.

Поднятие вызвало оживление эрозионной деятельности, которая уничтожила маломощную кору выветривания, образованную в начале этапа в условиях умеренно влажного климата. Осадочная субформация коры выветривания представлена отложениями куртамышской, наурзумской и чаграйской свит.

Начало шестого тектоно-климатического этапа характеризовалось прерывистыми подвижками, преимущественно положительного знака, что вызвало в плиоцене оживление эрозионной деятельности и образование речных систем, устремившихся к существующим озерам. Осадочная формация в пределах континентально-морской равнины представлена отложениями кустанайской и жиландинской свит.

Конец данного этапа характеризуется дифференцированными подвижками, вызвавшими конечную перестройку речной сети и изменение ее субмеридионального направления на субширотное.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На исследованной площади (~1 000 км²) в пределах РФ разведаны и эксплуатируются два крупные месторождения огнеупорных глин, оценены одно среднее месторождение меди и одно малое месторождение железа, выявлено 23 проявления, пункта минерализации и первичных геохимических ореолов (ПГХО), отмечено 15 точечных аномалий.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

На площади работ выявлено одно малое месторождение и пять проявлений железа скарново-магнетитовой формации, расположенные в пределах Ключевского железорудного поля (северо-восточный угол). Кроме этого в западной части поля выявлено Тарутинское скарновое медное месторождение, магнетитовое железо которого является попутным компонентом.

Южно-Ключевское месторождение (I-4-2) открыто в 1970 году при проверке магнитной аномалии с эпицентром в 3 070 нТл и площадью по изолинии 100 нТл, 500×1 250 м. Оценено скважинами по сети 100×100 м [16]. Скарноворудная зона находится в западном экзоконтакте Ключевского массива гранитоидов и развита по эффузивно-осадочной кулыккольской толще с пластами известняков. В гранат-пироксеновых скарнах магнетит образует густовкрапленные и массивные руды. Вертикальная мощность рудных тел по скв. 53 составляет 45,8 м с содержанием валового железа 51,4 %, в т. ч. магнетитового – 46,1 %. По скв. 1148 рудные тела выделены в инт. 124,4–154,2 (29,8 м), 210,4–244,3 (33,9 м) и 252,2–262,8 м (10,6 м), где содержание железа (валовое) составляет 49,6, 51,4 и 42,5 % соответственно. Месторождение перекрыто чехлом рыхлых мезо–кайнозойских отложений мощностью до 70 м.

Всего по трем рудным телам ресурсы категории P₁ составляют 9,3 млн т при среднем содержании железа магнетитового 40,89 %. Ресурсы категории P₂ по месторождению составляют 12 млн т [16, 31].

На протяжении 8 км на запад-юго-запад от Южно-Ключевского месторождения, в полосе скарнов шириной 1–1,5 км, при проверке магнитных аномалий [16] выявлена цепочка из 5 проявлений железа: *Аномалия 8, 9* (I-4-3), *Аномалия 10* (I-4-4), *Аномалия 3* (I-4-5), *Аномалия 2* (I-4-6), *Аномалия 7* (I-4-7). Геологическое строение проявлений аналогично Южно-Ключевскому месторождению и охарактеризовано в приложении 2. Рудные тела мелкие. Ресурсы (P₂) только Аномалии 8 (I-4-3) оценены в 14,1 млн т, у остальных – от 0,2 до 1,1 млн т. Общие ресурсы по 5 проявлениям составляют 16,9 млн т.

На Южно-Ключевском месторождении и на проявлениях во многих скважинах вскрыты зоны сульфидной минерализации с повышенными до 0,1 % (редко до 0,5 %) содержаниями меди, сопровождаемыми аномалиями цинка, свинца, сурьмы и мышьяка, а по Аномалии 7 (I-4-7) – золота (до 2,7 г/т).

Кроме вышеописанных проявлений железо, как попутный компонент, выделяется в рудах Тарутинского месторождения. Здесь, в медно-магнетитовых сортах руд, подсчитаны ресурсы категории P₁: руды – 9 млн т; железа – 2,3 млн т (среднее содержание 25,7 %).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади выявлено одно среднее месторождение, одно проявление, один пункт минерализации и один ПГХО меди.

Тарутинское скарновое месторождение (П-1-11) располагается в южном контакте Карамысовского массива диоритов и плагиогранитов (С₁). Юго-восточная часть месторождения расположена на территории Республики Казахстан. Оруденение локализуется в экзо- и эндоконтактах Карамысовского массива и в его ксенолитах и представлено рудно-скарновыми залежами, содержащими сплошные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные магнетитовые, сульфидные и смешанные руды.

Месторождение изучалось периодически в 1962–1963, 1964–1965, 1983–1988, 1988–1990 гг. на стадии поисковых работ буровыми скважинами глубиной до 400 м. Всего пробурено более 250 скважин, около 80 из которых вскрыли кондиционные руды. Сеть скважин весьма неравномерная. На одних рудных залежах она составляет 100×100 м и гуще, на других – 200–300×150–100 м, некоторые подсечены единичными скважинами.

В полосе 4×1,5 км выявлено и в различной степени оконтурено 19 рудных тел или рудно-скарновых залежей (РСЗ). Внутри РСЗ сосредоточены рудные тела гнездо-линзообразной формы сплошных и вкрапленных сульфидно-магнетитовых, сульфидных и магнетитовых руд. Размеры отдельных рудных тел по падению и простиранию десятки, редко первые сотни метров, мощность от первых метров до 10–15 м. Рудные тела наклонные под углом 40–50°. Между собой они практически не связываются. Тела сплошных и густовкрапленных руд могут оконтуриваться визуально, вкрапленных же – только опробованием.

Основными рудными минералами являются магнетит, пирит и халькопирит, встречаются мартит, гидроокислы железа, сфалерит, гематит, сидерит, кобальтин, пентландит, галенит, молибденит, пирротин; довольно редко отмечаются марказит, борнит, кубанит, блеклая руда, теллуриды свинца, золота и серебра, линнеит, бравоит, самородные висмут и золото; в зоне выветривания обычны халькозин и ковеллин. Нерудные минералы представлены кварцем, гранатами, пироксенами, эпидотом, кальцитом, магнетитом, доломитом, амфиболами, полевыми шпатами, слюдами и др.

Руды месторождения являются комплексными, кроме меди промышленные значения имеют сера, золото, серебро и железо.

Месторождение перекрыто чехлом рыхлых отложений мощностью до 20 м. Кроме площадной коры выветривания мощностью до 30 м на месторождении отмечаются линейные коры глубиной до 200 м. Над рудными телами в коре выветривания выделяются зоны окисления с бурыми железняками и образованиями вторичных рудных минералов – халькозина и ковеллина, а также самородной меди. На глубине 35–40 м в глинисто-песчаной коре выветривания отмечаются концентрации Au – 0,4 г/т, Cu – до 2,82 %, самородной меди – до 180 г/м³; 40–50 м – Au – 0,2 г/т, самородной меди – до 170 г/м³ (Cu до 3,89 %); 90–95 м – Au – 0,8 г/т, самородной меди – до 30 г/м³ (Cu – 0,5 %); на глубине 120–150 м в щебнисто-дресвяно-глинистой коре содержание Au до 0,9 г/т, меди самородной – до 23 г/м³ (Cu – 0,1 %), сидерита – до 15 кг/м³. Здесь же в базальном горизонте перекрывающих отложений отмечается до 0,5 г/т золота и самородная медь (до 30 г/м³).

Технологические исследования на 2 пробах показали хорошие технологические свойства руд. Извлечение в медный концентрат составляло: меди – 91,1–93,8 %, золота – 46–80 %, серебра – 68–80 %. Извлечение железа в магнитную фракцию – 70 %, при его концентрации в ней – 67,37 %.

Подсчитанные ресурсы категории Р₁ при бортовом содержании меди 0,5 % по Тарутинскому месторождению в целом составили: меди – 504 тыс. т, золота – 10,2 т, серебра – 249 т, железа – 2,5 млн т [10]. Из подсчитанных ресурсов на площадь Российской Федерации приходится: меди – 260 тыс. т (среднее содержание – 1,22 %), золота – 5,5 т (0,26 г/т), серебра – 139 т (6,6 г/т). В медно-магнетитовых сортах руд ресурсы категории Р₁ составляют: руды – 9 млн т, железа – 2,3 млн т, при среднем содержании железа 25,7 %.

По степени изученности согласно «Инструкции ГКЗ..., 1982» степень изученности Тарутинского месторождения соответствует категории С₂, даже для месторождений третьей группы сложности. Учитывая это, не смотря на то, что на месторождении не подсчитаны запасы, мы, как и предшествующие исследователи [10], считаем описываемый объект средним месторождением.

Проявление Карамысовское (П-1-9) находится в 8 км на северо-восток от Тарутинского ме-

сторождения, представлено вкрапленностью сульфидов Cu, Pb, Zn, Mo (содержание Cu до 1,2 %) и магнетита в измененных диоритах и диоритовых порфиритах Карамысовского массива.

Пункт минерализации меди (IV-1-4) приурочен к коре выветривания известняков катенинской толщи, в скв. 32 содержание меди в инт. 83–85 м составляет 2,67 %; в инт. 95–97 м – 0,3 %. Пункт минерализации расположен в зоне Побединского глубинного разлома, на продолжении которого к югу, на площади листа N-41-XXVI, отмечаются точечные аномалии Cu, Zn, As и Ba.

ПХО меди (I-4-1) приурочен к площади Ключевского железорудного поля. Здесь практически во всех поисковых скважинах выявлены зоны сульфидной вкрапленности с содержанием меди от 0,01 до 0,1 %, в отдельных скважинах до 0,3–0,5 %.

ЦИНК

Единственный *пункт минерализации (III-2-1)* выявлен в коре выветривания серицит-хлоритовых сланцев (метасоматитов?) бобровской толщи с обломками кварца и бурых железняков, где содержание Zn составляют 0,1 %, Mn – 0,2 %, La – 0,04 %. Вместе с точечными аномалиями As и Ag в 5 км к юго-западу от пункта минерализации можно наметить сульфидно-полиметаллический ореол, расположенный между ореолами вольфрама. Кроме прямых поисковых признаков, других поисковых критериев оруденения не установлено.

ВОЛЬФРАМ (МОЛИБДЕН)

В процессе ГДП-200 по восьми скважинам в коре выветривания углистых сланцев бобровской толщи и увельской свиты с обломками кварца, лимонита и вкрапленностью пирита выявлены аномальные концентрации вольфрама – 0,001 % и молибдена 0,001–0,006 %, а также Mn до 0,15 %, As – 0,015 % и Ag – 1 г/т. Скважины с аномалиями образуют *два ореола* северо-восточного простирания. Один из них (III-2-3) контролируется тектоническим контактом бобровской толщи и увельской свиты, другой (III-2-2) приурочен к ядру нечетко выраженной антиклинали, сложенной породами бобровской толщи.

Аномалии W и Mo, вероятно, представляют шеелит-сульфидно-кварцитовый формационный тип, распространенный в различных геоструктурных зонах Урала среди вулканогенно-кремнисто-карбонатно-черносланцевых отложений рифея–раннего палеозоя, метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

АЛЮМИНИЙ

На площади работ выявлено *Тамерланское проявление (IV-1-1)* каменистых бокситов. Тамерланское проявление в одноименной депрессии оценено двумя скважинами [23], пробуренными на месте находки на поверхности обломков известняков и каменистых бокситов марки Б-6. Бокситы бобовые, бобовины гиббситовые 0,5–6 мм составляют 40–75 % руды. Содержание Al_2O_3 в них составляет 40–43 %, отношение Al_2O_3/SiO_2 – 6,1–7,7. В скв. 28 под отложениями неогена с базальным слоем гравелита (инт. 0,5–27,6 м) вскрыты каменистые бокситы синарской свиты и бокситовые глины марки Б-2–Б-6. Содержание Al_2O_3 в них – 34–45 %, Fe_2O_3 – 18–22 %, отношение Al_2O_3/SiO_2 – 1,5–8,3. Ниже, в инт. 27,6–36,5 м, вскрыты гиббсит-каолинитовые глины, в которых содержание Al_2O_3 – 23–41 %, а отношение Al_2O_3/SiO_2 – 1–2,7. В инт. 35,5–44 м вскрыты мраморизованные известняки катенинской толщи. В скв. 29, расположенной в 1 км севернее скв. 28, бокситоносные глины синарской свиты имеют мощность 4 м. На месте находки каменистых бокситов В. В. Зубрицким (1967 г.), в 6 км на юго-юго-запад от скв. 28, скважины вскрыли песчано-щебнисто-глинистую толщу (51 м), вероятно, алапаевскую, т. е. подбокситовую. Ресурсы бокситов по проявлению не подсчитывались.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

ЦИРКОНИЙ, НИОБИЙ

Проявление Камышиное (II-1-3) находится в восточной зоне влияния Тарутинско-Джеттыгаринского регионального разлома. Здесь в метасоматитах по гранитоидам (предполо-

жительно, жильной фации каменецкого комплекса) в скв. 828, в инт. 29–80 м [7] содержание Zr достигает 0,1 %, Nb – до 0,03 %, Ta – до 0,0013 %, TR – до 0,056 %. В протолочках установлены циркон, пирохлор, черчит, рабдофанит, апатит, турмалин, ильменит, пирит.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Проявление Бускульское (II-1-5) приурочено к корам выветривания измененных диоритов в северо-восточном эндоконтакте Карамысовского массива. По бортовому содержанию иттрия (0,01 %) выделено 5 тел с ресурсами редких земель категории P_2 – 7 тыс. т [7].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Проявление золота (I-4-8) выявлено на площади Ключевского железорудного поля. В скважине № 128 в инт. 104,9–109,4 м вскрыта зона сульфидной минерализации, содержание золота в которой составляет 2,0–2,7 г/т.

Золото как попутный компонент присутствует в рудах Тарутинского медного месторождения, где его среднее содержание составляет 0,26 г/т, а ресурсы категории P_1 – 5,5 т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Проявление Скарновое (II-1-10) выявлено среди скарнов юго-восточного экзоконтакта Карамысовского массива. Здесь, в скв. 254 в инт. 112,4–113,1 м, вскрыта зона сульфидно-кварцевых прожилков, к которой приурочена радиоактивная аномалия интенсивностью до 900 мкР/ч. Содержание урана по данным опробования достигает 0,09 %. Из-за отсутствия протяженных аномалий радиоактивности перспективность проявления довольно низкая.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

На *проявлениях Фесенковском* (III-1-1) и *Лейтцигском* (III-1-2) выявлены содержания P_2O_5 (26,8 и 15,9 %), приуроченные к базальной фосфоритовой брекчии талицкой свиты палеоцена мощностью 0,5 и 1 м, залегающей на известняках катенинской толщи на глубине 54,5 и 20 м. Площадь распространения фосфоритонесных отложений талицкой свиты не превышает 5×1 км. Указанные параметры не позволяют оценить объект как перспективный.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

Проявление первичных каолинов Северо-Луговое (II-1-8) – единственное на изученной площади. Оно приурочено к коре выветривания по плагиогранитам (западный сателлит Южно-Карамысовского массива). Проба из светлых глин на глубине 47,5 м (скв. 264, [7]) показала возможность использования их для резинотехнических изделий, искусственных кож и тканей. Ресурсы проявления подсчитывались.

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

На площади работ разрабатываются два крупных месторождения огнеупорных глин и выявлено два проявления. Все они приурочены к отложениям наурзумской свиты миоцена, развитым сплошным покровом в северо-западном углу листа N-41-XX на площади около 400 км².

Бускульское месторождение (II-1-4) известно с 1931 года. Продуктивными являются отло-

жения наурзумской свиты, где светлые пластичные глины в виде пласта мощностью до 3 м перекрыты суглинками (вскрыша) мощностью 0,7–4 м. Глины сорта «экстра» приурочены к нижней части пласта, в верхней – глины III сорта. В составе глин (тонкодисперсных) кварца – 16,2 %, каолинита с монотермитом – 80–84 %, рутила – 1,4 %, гематита – 1,8 %. Содержание SiO_2 – 50–54 %, Al_2O_3 – 29–32 %, Fe_2O_3 – 2,5–3,5 %, CaO – 0,5 %, Mg – 1,0 %, SO_3 – 0,5 %, п.п.п. – 9–11 %. Температура спекания 1 110–1 250°, огнеупорность 1 670–1 710°.

Месторождение разрабатывается. Глины используются для шамотных изделий и огнеупорных растворов. В процессе разработки происходила доразведка месторождения. По данным «Балансов запасов по Челябинской области» запасы глин для металлургии Бускульского месторождения составляют: категории А+В – 138 млн т, А+В+С₁ – 222,5 млн т, С₂ – 255 млн т (Протоколы ГКЗ № 160 за 1954 г., № 9108 за 1982 г., № 7 за 2002 г.), что соответствует крупному месторождению. На 01.01.2008 г. остаток запасов составлял: категории В – 127,5 млн т, С₁ – 65,8 млн т; В+С₁ – 193,3 млн т, С₂ – 233,8 млн т.

Берлинское месторождение (I-1-1) аналогично Бускульскому по геологическому строению. Пласт светлых, слабо запесоченных глин с линзами кварцевого песка имеет мощность 0,3–8 м, в среднем – 2,5 м, средняя мощность вскрыши – 4,5 м. Среди отложений вскрыши линзы кварцевых песков, пригодных для бетонных растворов. Площадь месторождения составляет 66,4 км². Месторождение эксплуатируется. В процессе эксплуатации проводилась его доразведка (Протоколы ГКЗ № 160 за 1954 г., № 7 за 2002 г. и № 793 за 2002 г.). По данным «Балансов запасов по Челябинской области» запасы глин для металлургии Берлинского месторождения составляют: категории А+В – 138,55 млн т, А+В+С₁ – 218,14 млн т, С₂ – 255 млн т. Запасы глин для огнеупорных изделий: категории В – 7,3 млн т, В+С₁ – 29 млн т на 01.01.2008 г. Глины для огнеупорных изделий не разрабатывались. Остаток запасов металлургических глин на 01.01.2008 г. составляет: категории А+В+С₁ – 203,5 млн т, С₂ – 237,8 млн т.

Геологическое строение проявлений огнеупорных глин *Тарутинского* (II-1-1) и *Лугового* (II-1-6) схоже со строением описанных месторождений. Их краткое описание приведено в приложении 2.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ ХРИЗОТИЛОВЫЙ

В серпентинитах Тарутинского массива (O₂dr) пункты минерализации хризотил-асбеста: *скв. 35* (II-1-2) и *скв. 161* (II-1-7) не представляют практического интереса из-за низкого качества и низкого содержания асбеста (2,24 %). Краткое описание проявлений приведено в приложении 2.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ИЗВЕСТНЯК

Варненское мелкое месторождение известняков (IV-1-2) – единственное в районе работ, представлено пластообразным телом мелко- и среднезернистых известняков катенинской толщи. Известняки трещиноватые, закарстованные залегают под слоем суглинков мощностью 1–4 м. Известняки пригодны для строительного щебня.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Площадь работ (6 изолированных участков, разделенных территорией Казахстана) располагается в пределах **Троицко-Марииновской минерагенической зоны** (1) Восточно-Уральской минерагенической мегазоны (5 западных участков) и **Денисовской минерагенической зоны** (2) Зауральской мегазоны (северо-восточный участок). К Восточно-Уральской минерагенической зоне олигоцен–четвертичных образований относятся полезные ископаемые платформенного чехла.

В истории геологического развития района выделяются две минерагенические эпохи, соответствующие двум этапам геологического развития региона. Это каледонско–герцинская эпоха, соответствующая этапу развития территории от образования внутриконтинентального рифта, а затем и океанического бассейна, до формирования островных дуг с процессами субдукции, скучивания и образования складчатой области и мезо–кайнозойская эпоха, связанная с платформенным этапом геологического развития территории.

В **каледонско–герцинскую эпоху** (О–Р) выделяется несколько минерагенических этапов, соответствующих стадиям геологического развития территории.

В *ордовикско–раннесилурийский этап*, связанный с образованием офиолитовой ассоциации, формируются гипербазиты дружининского комплекса, с массивами которых на описываемой территории связаны проявления хризотилового асбеста, а на сопредельных территориях – проявления хромита и гипергенного никеля.

В *позднеордовикско–силурийский этап*, связанный с островодужной стадией геологического развития, происходило формирование катенинской толщи, вулканиты которой в последствии являлись благоприятной средой для медно-магнетитового скарнового оруденения, а массивы рифогенных известняков являются источником карбонатного сырья широкого применения (на площади работ – строительные материалы).

Ранне-позднедевонский минерагенический этап, связанный со стадией вторичного спрединга и формированием системы модифицированной островной дуги, на описываемой площади не проявлен за исключением того, что карбонатные отложения лейпцигской толщи могут являться источником карбонатного сырья, и в них, в мезозойский этап, формировались карстовые пустоты – благоприятные структуры для отложения бокситов.

Наиболее продуктивным является *позднедевонско–раннекаменноугольный этап*, связанный с формированием вулcano-плутонического окраинно-континентального пояса. С этим этапом связано формирование скарновых месторождений меди и железа, проявлений редких земель.

С *позднекаменноугольно–пермским этапом*, связанным с коллизионной стадией развития территории, связано внедрение умереннощелочных массивов гранитоидов каменецкого комплекса, имеющего редкометалльную специализацию. С комплексом связаны редкометалльные проявления и, возможно, проявление урана.

Мезо–кайнозойская минерагеническая эпоха подразделяется на два этапа – мезозойский и кайнозойский.

Мезозойский этап характеризуется развитием мощной коры выветривания, с которой связаны проявления каолина (по породам гранитоидного состава) и силикатного никеля (по гипербазитам – на сопредельной с запада территории). Кроме того, кора выветривания являлась источником для отложения огнеупорных глин и титан-циркониевых россыпей. В корях выветривания по рудам Тарутинского месторождения происходит окисление рудных минералов с образованием зон вторичного обогащения меди и золота. В это же время по карбонатным породам площади формируются карстовые западины, в которых в раннемеловое время, в период трансгрес-

сии моря, формировались залежи каменистых бокситов и аллитов (синарская свита).

В *кайнозойский этап* в ранне-среднепалеогенное время практически на всей площади происходит трансгрессия моря. В базальном горизонте отложений талицкой свиты формируются желваковые фосфориты, в породах серовской и ирбитской свит – трепелы и опоки, потенциально перспективные на кремнистое сырье для цементной промышленности. Олигоценые озерно-аллювиальные отложения куртамышской свиты потенциально перспективны на месторождения песка и гравия. Неогеновые отложения наурзумской свиты вмещают месторождения и проявления огнеупорных глин, отложения жиландинской и кустанайской свит, а также четвертичного возраста потенциально перспективны на выявления месторождений кирпичных глин.

При минерагеническом районировании площади работ учитывались рудоконтролирующие факторы, эмпирические данные о распространении полезных ископаемых и их поисковых признаков, а также размерность рудоносных площадей. «Клочковатость» площади работ усложнила районирование и определила его фрагментарность.

В **Троицко-Марииновской МЗ** выделен *Тарутинский меднорудный узел* (1.0.1), контролируемый распространением магнетитовых скарнов на контакте Карамысовского массива диоритов-плагиогранитов михеевского комплекса с известняками катенинской толщи. Рудная площадь ограничена Побединским (Восточно-Джетыгаринским) структурным швом.

В **Денисовской МЗ**, на участке правобережья р. Черной (северо-восточный угол листа М-41-XX), цепочка проявлений и месторождений магнетитовых скарнов по восток-северо-восточному разлому на контакте Ключевского массива диоритов барамбаевского комплекса и карбонатных пород кулыккольской толщи определяет положение *Ключевского железорудного поля* (2.0.1). В магнетитовых скарнах последнего заметная примесь сульфидов Cu, Zn, Pb, As и отмечаются повышенные, до рудных концентрации золота.

К **Восточно-Уральской ММЗ** (P₃-Q) относятся месторождения огнеупорных глин в наурзумской свите миоцена.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Региональные и локальные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки полезных ископаемых перечисляются по рудным комплексам в порядке легенды КПИ.

ЖЕЛЕЗО

Скарново-магнетитовые месторождения и проявления *Ключевского железорудного поля* генетически связаны с интрузиями барамбаевского комплекса. Благоприятной средой для локализации руд являются карбонатные, в меньшей степени – вулканогенные отложения кулыккольской толщи.

Прямыми поисковыми признаками являются контрастные положительные магнитные аномалии, позволяющие выделять рудные тела даже под 70-метровым слоем покровных отложений.

Железо как попутный компонент известно в Тарутинском медном месторождении. Медно-магнетитовые сорта руд являются преобладающими в ресурсах месторождения. Приурочены они к скарнированным отложениям катенинской толщи в зоне экзоконтакта Карамысовского массива михеевского комплекса, а также в ксенолитах и провесах кровли.

МЕДЬ

Рудно-скарновые залежи Тарутинского месторождения расположены в южном экзоконтакте одноименного массива михеевского комплекса. Благоприятной средой для формирования залежей являются отложения катенинской толщи, в меньшей степени – лейпцигской толщи и гранитоиды массива (апофизы и выступы). Прямыми поисковыми признаками являются комплексные геохимические аномалии (медь, молибден, серебро и др.) и аномалии над рудно-скарновыми залежами.

ЦИНК

Цинковая минерализация в измененных породах бобровской толщи севернее

пос. Алексеевка, вероятно, связана с проявлением редкометалльной минерализации.

ВОЛЬФРАМ (МОЛИБДЕН)

Ореолы редкометалльной минерализации в бобровской толще, несущей черты черносланцевой, возможно, являются признаком стратиформного оруденения с убогими содержаниями W и Mo в сопровождении золота, серебра так же с убогими содержаниями.

Мощные (до 75 м) коры выветривания над ореолами редкометалльной минерализации, возможно, заслуживают дальнейшего изучения.

АЛЮМИНИЙ

Бокситы и бокситоносные глины синарской свиты позднего мела локализируются в карстовых полостях над известняками катенинской толщи в пределах Тамерланской карстовой депрессии, ограниченной субмеридиональными долгоживущими разломами.

ЦИРКОНИЙ, НИОБИЙ

Циркон-пироклоровая минерализация, с содержанием Nb на порядок ниже промышленного, приуроченная к корам выветривания метасоматитов по гранитоидам предположительно жильной фации каменецкого комплекса, выделяется в западном экзоконтакте Карамысовского массива.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Признаки редкоземельной минерализации в коре выветривания измененных диоритов Карамысовского массива с содержанием редких земель 0,1–0,2 % и ресурсами категории P₂ – 7 тыс. т могут представлять интерес для малого предприятия. Для этого необходимо определить форму нахождения редких земель минеральная форма или солевой ореол.

ЗОЛОТО

Золото является попутным компонентом в рудах Тарутинского медного месторождения.

В *Ключевском железорудном поле* золото (до 2–2,4 г/т) присутствует в зонах сульфидной минерализации.

УРАН

Проявление урана наложено на скарны Карамысовского массива и сопровождается сульфидную минерализацию. Перспективы ураноносности скарнов не ясны из-за единичного рудного пересечения и отсутствия площадных радиометрических аномалий.

ФОСФОРИТ

Пласты фосфоритов (желваковых?) в базальном горизонте талицкой свиты палеоцена не имеют практического значения из-за малой площади распространения.

КАОЛИН

Проявление каолина, размеры которого не установлены, отмечено в коре выветривания плагиогранитов западного сателлита Карамысовского массива.

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

Каолинитовые глины в составе наурзумской свиты миоцена образуют выдержанный пласт на площади до 400 км².

АСБЕСТ ХРИЗОТИЛОВЫЙ

В серпентинитах Тарутинского массива хризотил-асбест низкого качества и с низким содержанием не представляет практического интереса.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Запасами сырья – огнеупорных глин, горнодобывающие предприятия района работ обеспечены на десятки лет. При оценке перспектив минерально-сырьевой базы учитывались современные региональные потребности дефицитного сырья: железа, меди, бокситов, золота, урана.

ЖЕЛЕЗО

В **Денисовской МЗ** выделяется *Ключевское железорудное поле*, включающее в себя одно мелкое месторождение и 5 проявлений скарново-магнетитовых руд.

Ресурсы железа категории P_1 Южно-Ключевского месторождения по трем рудным телам составляют 9,3 млн т, общие ресурсы категории P_2 – 12 млн т. Общие ресурсы категории P_2 остальных проявлений составляет 16,9 млн т.

Магнитные аномалии рудного поля опоискованы. Существенного прироста ресурсов не ожидается.

Общие ресурсы Ключевского железорудного поля составляют: категории P_1 – 9,3 млн т; категории P_2 – 28,9 млн т.

Ресурсы железа как попутного компонента в рудах Тарутинского месторождения составляют 2,3 млн т.

МЕДЬ

На Тарутинском месторождении в пределах территории Российской Федерации ресурсы меди категории P_1 составляют 260 тыс. т. Ресурсы попутных компонентов категории P_1 составляют: золото – 5,5 т, серебро – 139 т, железо – 2,3 млн т. По степени изученности ресурсы соответствуют или близки к запасам категории C_2 . Рекомендуется предварительная разведка.

По результатам ГДП-200 выделяется *Тарутинский меднорудный узел*, включающий в себя Тарутинское месторождение и Карамысовское проявление. В геологическом строении узла принимают участие отложения катенинской, лейпцигской и тогузакской толщ. Отложения прорываются Карамысовским массивом рудогенного михеевского комплекса. В южной части узла расположен Соленоозерский массив каменецкого комплекса. Площадь рудного узла составляет 76 км² и ограничивается с юго-востока и севера территорией Республики Казахстан.

Не имея данных о продуктивности аналогичных рудных узлов, для расчета ресурсов категории P_3 по Тарутинскому узлу принимается продуктивность Тарутинского месторождения, общая площадь которого составляет 8,5 км², ресурсы меди категории P_1 – 504 тыс. т, продуктивность $504:8,5=59$ тыс. т/км². Для расчета ресурсов принимается понижающий коэффициент перехода от продуктивности месторождения к продуктивности рудного узла равный 0,1; а также коэффициенты подобия, равный 0,8 и надежности, равный 0,7.

Ресурсы меди Тарутинского меднорудного узла составляют $76 \times 59 \times 0,1 \times 0,8 \times 0,7 = 250$ тыс. т.

Перспективность ресурсов высокая. Оценка вполне надежная. Рекомендуются поисково-оценочные работы первой очереди.

АЛЮМИНИЙ

Ресурсы алюминия Тамерланской депрессии, из-за незначительной площади распространения синарской толщи и малой мощности пласта – 2,7 м не определялись. При более детальном опоисковании Тамерланской депрессии возможно выявление более мощных рудных тел, но в целом перспективность площади на бокситы низкая.

ЗОЛОТО

Ресурсы золота, как попутного компонента в рудах Тарутинского месторождения, категории P_1 составляют 5,5 т при содержании 0,26 г/т. Увеличение ресурсов связано с увеличением ре-

сурсов медных руд.

Золото в корах выветривания месторождения имеет тенденцию к накоплению и может образовывать мелкие объекты, имеющие самостоятельное значение.

Золото в сульфидных зонах *Ключевского железорудного поля* имеет определенные перспективы, тем более, что на золото проанализированы всего 2 пробы, содержание по которым составило 2,0 и 2,4 г/т. Ресурсы золота из-за скудности информации не подсчитывались.

УРАН

Несмотря на то, что содержания урана (0,09 %) в Скарновом проявлении близки к промышленным, перспективность площади на промышленное урановое оруденение оценивается очень низкой. При достаточно хорошей изученности на площади отсутствуют протяженные аномалии гамма-активности.

КАОЛИН

Несмотря на хорошее качество каолиновой коры выветривания плагиогранитов проявления Северно-Луговое, большие мощности перекрывающих отложений мезо–кайнозоя (40–50 м и более) не позволяют прогнозировать рентабельные ресурсы.

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

Ресурсы огнеупорных глин не определялись, т. к. оставшихся на 01.01.2008 г. разведанных запасов Бускульского (427 млн т) и Берлинского (470 млн т) месторождений достаточно на многие годы добычи.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа N-41-XX расположена в зоне сочленения Восточно-Уральского поднятия и Тургайского (Кустанайского) прогиба. В административном отношении изучаемая площадь листа расположена в юго-восточной части Челябинской области и охватывает юго-восточную часть Троицкого, восточную часть Чесменского и юго-восточную часть Варненского ее районов.

Согласно карте гидрогеологического районирования территории Российской Федерации описываемая площадь относится к Восточно-Уральскому гидрогеологическому массиву.

Распространение подземных вод изучаемой территории подчинено развитию трещиноватости пород, обусловленной выветриванием и тектоническим воздействием. Различная степень выветрелости и размытости пород, обусловлена их литолого-петрографическим составом, морфологические условия распространения пород, их обнаженность и тектонические условия определяют различную водоносность водовмещающих пород, фильтрационные свойства, химический состав и степень минерализованности подземных вод.

Главным же фактором, влияющим на образование и формирование подземных вод, является литолого-петрографический состав пород. Поэтому выделение водоносных гидрогеологических подразделений проведено по литолого-петрографическому принципу.

Породы площади листа отличаются пестротой возрастных единиц, но в силу однородных воднофизических свойств пород одинакового генезиса вне зависимости от возраста объединены в единые гидрогеологические подразделения.

Вся изучаемая площадь покрыта значительной толщей палеоген–четвертичных отложений. Мощность этих отложений достигает 50 и иногда более метров. Отложения палеоген–неогеновых образований представлены преимущественно глинами с тонкими прослойками и небольшими линзами глинистых песков. Небольшие мощности водовмещающих пород, невыдержанность их по мощности и простирацию, отсутствие устойчивой связи с поверхностными водами и водами нижележащих гидрогеологических подразделений приводит к тому, что здесь формируются слабосоленоватые и соленоватые подземные воды и в незначительном количестве.

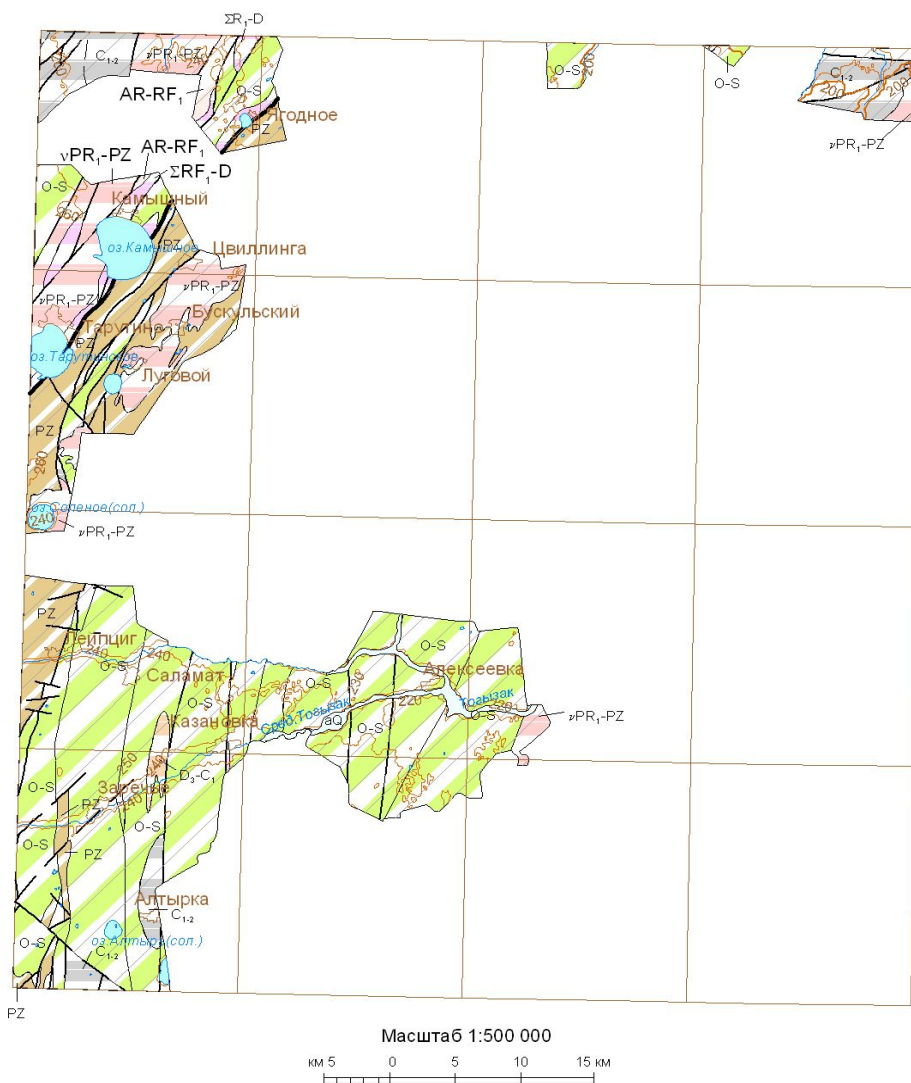
Поэтому подземные воды палеоген–неогеновых отложений практического значения для водоснабжения не имеют. Более существенное значение имеют подземные воды нижележащих гидрогеологических подразделений. Поэтому палеоген–неогеновые отложения на карте основных водоносных горизонтов сняты.

В пределах характеризуемой площади выделены 8 гидрогеологических подразделений четвертичного и от каменноугольного до рифейского возраста (рис. 2):

1. *Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (aQ).*
2. *Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂).*
3. *Водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D₃–C₁).*
4. *Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ).*
5. *Водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF₁–D).*
6. *Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁).*
7. *Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (vPR₁–PZ).*
8. *Относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR–RF₁).*

Изученность территории очень слабая, поэтому нижеследующее, краткое описание гидрогеологических условий будет основано на изученности сопредельных площадей.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (aQ) приурочен к долине рек Тогызак и Средний Тогызак, где слагает их поймы и надпойменные террасы.



1. Распространение водоносных горизонтов и зон

- aQ Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Гравий, галька, песок, валуны.
 - C₁₋₂ Водоносная среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона. Известняки, углистые сланцы, конгломераты, песчаники.
 - D₃-C₁ Водоносная верхнедевонско-нижнекаменноугольная (терригенная) зона. Песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, известняки, аргиллиты.
 - PZ Относительно водоносный палеозойский комплекс. Туфы, базальты, андезиты, сланцы, конгломераты.
 - ΣRF₁-D Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, гипербазиты, серпентиниты.
 - O-S₁ Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы угольные, туфо-песчаники, песчаники, туфы базальтов, metabазальты.
 - vPR₁-PZ Водоносная нижнепротерозойско-палеозойская (интрузивная) зона. Диориты, диоритовые порфиры, габбро, габбро-нориты, диабазовые порфиры.
 - AR-RF₁ Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона. Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты.
- Граница распространения гидрогеологических подразделений
- Потенциально водоносные разрывные нарушения.
- а б в г.

а - региональные, б - крупные местные, в - прочие, г - предполагаемые

Рис. 2. Гидрогеологическая схема листа N-41-XX.

Водовмещающие породы представлены супесями, песком и галечниками небольшой мощности. Подземные воды преимущественно грунтовые, статические уровни устанавливаются на глубинах 1,2–4,1 м. Мощность водоносных аллювиальных отложений небольшая, в среднем составляет 4–7,5 м. Водообильность пород невысокая. Дебиты колодцев составляют 0,06–0,42 л/с. Подземные воды аллювиальных вод обычно пресные с минерализацией до 0,9 г/дм³. Встречаются участки, приближенные к бортам долин, где минерализация достигает 1,2–1,4 г/дм³. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные.

Питание аллювиального горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков, а в период половодья за счет паводковых вод.

Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂) получила незначительное распространение в северо-западной и северо-восточной части листа М-41-XX. Водовмещающие породы представлены в основном трещиноватыми и закарстованными известняками, песчаниками, реже конгломератами. Подземные воды преимущественно грунтовые, а на участках где отложения перекрыты глинистыми неоген–четвертичными отложениями – субнапорные, с высотой напора до 12 метров. Водообильность известняков значительная. Дебиты скважин достигают 4,5–6,7 л/с. Подземные воды преимущественно пресные с величиной минерализации 0,4–0,9 г/дм³. По химическому составу воды преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные, или имеют смешанный состав по анионам. Из катионов преобладают кальций и натрий.

Водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D₃–C₁) приурочена к узкой полосе, вытянутой с севера на юг, шириной от 2,0–2,5 км. С запада терригенная зона ограничена преимущественно ордовикско–нижнесилурийской метаморфической зоной, а с востока нижнепротерозойской кремнисто-карбонатной зоной. Водовмещающие породы представлены сланцами различного рода, известняками, аргиллитами, песчаниками. Водообильность пород невысокая. Подземные воды пресные с минерализацией до 1,0 г/л. По химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные.

Питание терригенной зоны происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ) получил развитие в восточной части листа М-41-XX. Водовмещающие породы представлены туфами, базальтами, сланцами и конгломератами. Водоносность водовмещающих пород зависит от степени трещиноватости последних. Активная трещиноватость прослеживается до глубины 60–70 метров. Подземные воды палеозойского комплекса имеют безнапорный характер и только в местах наличия, в кровле комплекса, глинистого покрова они приобретают местный напор, величина которого достигает 6–14 метров. Породы палеозойского комплекса отличаются слабой водообильностью. Дебиты скважин составляют 0,08–0,6 л/с. Встречаются и безводные скважины. По химическому составу подземные воды преимущественно хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией 0,9–1,6 г/дм³.

В виду слабой водообильности и повышенной минерализации подземные воды комплекса практического значения не имеют.

Водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF₁–D) получила фрагментарное развитие на площади прилегающей к озеру Камышное. Водообильность водовмещающих пород существенно зависит от степени трещиноватости последних. Прослеживается активная трещиноватость до глубины 55–60 метров. Подземные воды интрузивной зоны имеют безнапорный характер и только в листах наличия глинистого покрова они приобретают местный напор, величина которого не превышает 6,0 метров. Водовмещающие породы представлены серпентинитами, дунитами, порфирами. Водообильность пород не высокая. Дебиты скважин составляют 0,3–1,8 л/с. По химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,6–0,8 г/дм³. Воды умеренно жесткие.

Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁) имеет широкое распространение юго-западной части характеризуемой площади. Водовмещающие породы представлены углисто-кремнистыми сланцами, кварцитопесчаниками, туфами, базальтами. Водообильность водовмещающих пород зависит от степени трещиноватости. На данной площади степень активной трещиноватости прослеживается до глубины 60–70 метров. Дебиты скважин не высокие и составляют в основном 0,1–1,5 л/с, очень редко дебиты достигают 2,0 л/с. По химическому составу подземные воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные, реже сульфатно-хлоридные с минерализацией до 1,0 г/дм³.

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (vPR₁–PZ). Воды трещиноватых интрузивных пород развиты фрагментарно на изучаемой площади и в основном

приурочены к ее западной и северо-западной части. Подземные воды преимущественно грунтовые с глубиной залегания статических уровней 1,8–7,3 метров. Водовмещающие породы представлены порфиритами, диабазовыми порфиритами, диоритами. Водообильность пород всецело зависит от степени трещиноватости пород. С глубиной трещиноватость затухает и породы становятся практически монолитными и безводными. Глубина развития активной пористости для характеризуемых интрузивных пород составляет 45–60 метров. Следовательно, мощность водоносной зоны будет не более 47–57 метров. Водообильность пород не очень высокая и дебиты скважин составляют 0,8–1,2 л/с. Подземные воды преимущественно пресные с минерализацией до 1,0 г/дм³. Редко встречаются воды с минерализацией до 1,9 г/дм³. По химическому составу воды смешанные по анионам, реже гидрокарбонатно-сульфатные. По катионам воды преимущественно смешанного состава, но с постоянным преобладанием кальция.

Питание подземных вод интрузивной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR–RF₁) имеет очень ограниченное распространение и отмечается в виде небольшого фрагментарного участка в северо-западной части характеризуемой площади. Площадь данного фрагмента составляет около 9 км². Водоносная толща представлена гранитогнейсами, диоритогнейсами, кристаллическими сланцами. Породы сильно метаморфизованы, что привело к большой рассланцованности пород и образованию трещин скольжения и сжатия в зонах тектонических подвижек. Результатом этого стала слабая водоносность пород. Вся площадь распространения данной гидрогеологической зоны покрыта глинистыми отложениями палеоген–четвертичного возраста. В силу этого подземные воды зоны напорные. Величина напора достигает значительных значений, но не более 25–30 м. Глубина залегания уровней подземных вод не превышает 10–15 м. Водообильность пород практически не изучена. По данным сопредельных территорий характеризуемые водовмещающие породы имеют незначительную водообильность и дебиты скважин не превышают 0,8–1,0 л/с. В отдельных местах должны отмечаться и безводные зоны. В имеющихся гидрогеологических условиях должны формироваться слабосоленоватые и соленоватые воды (перекрытость сверху мощной пачкой глинистых образований, наличие разрывных нарушений и т. д.). По химическому составу подземные воды. В таких условиях, должны быть преимущественно хлоридными или гидрокарбонатно-хлоридными. По катионному составу должен преобладать натрий.

Питание подземных вод данной кристаллической зоны осуществляется за счет латерального притока из соседних гидрогеологических подразделений и восходящего подземного потока по разрывным нарушениям из нижележащих водоносных горизонтов.

В виду слабой водообильности, высокой минерализации и очень небольшой площади распространения характеризуемая кристаллическая зона практического значения для водоснабжения не имеет.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На площади листа выделяются следующие типы природных ландшафтов: водораздельно-увалистый, пологих склонов, долинно-балочный, высоких цокольных террас, надпойменно-террасовый, пойменный, техногенный. Техногенный ландшафт выделен на территории населенных пунктов, отвалов и карьеров. Краткая характеристика ландшафтных комплексов приведена на схеме эколого-геологических условий.

Оценка геохимической устойчивости ландшафтов определялась по условиям миграции загрязняющих веществ и сорбционной способности горных пород. Пойменные, надпойменно-террасовые, эоловые ландшафты рассматриваются как аккумулятивно-денудационный тип. Слагают данный тип пески, супеси, пески с галькой, которые легко самоочищаются. Такие ландшафты являются геохимически устойчивыми. На остальной территории ландшафты относятся к денудационному типу, в пределах которых развиты породы со средней сорбционной способностью и средней геохимической устойчивостью.

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по степени их пораженности экзогенными геологическими процессами (ЭГП). При развитии нескольких процессов общая оценка территории дается по процессу, пораженностью которым наибольшая.

Наиболее неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку района оказывают следующие природные ЭГП: боковая и линейная эрозии, карст активный, суффозия.

Боковая эрозия широко развита по берегам рек и приводит к их размыву, в итоге происходит расширение дна долины путем меандрирования. Этот процесс особенно сильно выражен по берегам рек Верхний Тогызак, Средний Тогызак.

Линейная эрозия проявляется в возникновении и развитии овражно-балочной сети. Длина оврагов на площади составляет 50 км. Из-за ежегодного прироста овражно-балочной сети происходят значительные потери сельскохозяйственных угодий.

На площади листа развит *карбонатный и рудный карст*, выражающийся в рельефе различного рода понижениями в виде озерных, лугово-болотистых суффозионных западин. Поля развития карста неблагоприятны для хозяйственного освоения и прокладки коммуникаций.

Значительное негативное влияние на экологическое состояние оказывает *техногенный фактор*. Нарушение почв и растительного покрова связано со строительством трубопроводов, дорог, линий электропередачи, производственных объектов. В результате нарушается естественный режим фильтрации поверхностных и грунтовых вод, развивается эрозия и подтопление почв. Около 30 % площади занимают пахотные земли. Несоблюдение охранных технологий земледелия приводит к усилению плоскостной, овражной, почвенной эрозий. Развитие оврагов провоцируется распашкой земель вдоль склонов, а также дорожным строительством. В результате прорыва плотин в паводковый период в оврагах возникают глубокие вторичные врезы.

На площади находятся газопровод, железнодорожная и автомобильные магистрали, вдоль которых происходит загрязнение почвенного покрова тяжелыми металлами.

Эколого-геологическая обстановка оценивается по трем градациям: благоприятная, удовлетворительная, напряженная. Критериями оценки являлись активность техногенных процессов, нарушающих геологическую среду, и интенсивность проявления опасных геологических процессов.

Территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которых развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости, отнесены к благоприятным, а геодинамически малоустойчивые – к удовлетворительным.

Для снижения негативного воздействия ЭГП необходимо предпринимать противоэрозионные меры: производить засыпку промоин, создавать сеянные пастбища и сенокосы на крупных склонах, ликвидировать мелкие овраги, создавать водоотводные каналы и распылители стока и врезные кирпичные лотки с цементной облицовкой для сброса вод от вершин оврагов, производить посадку деревьев на склонах и т. д. Наиболее эффективным методом за-

щиты почв от дефляции и водной эрозии является широкое внедрение безотвальной вспашки.

В связи с наличием в подземных водах концентраций тяжелых металлов, сульфат- и хлорид-ионов превышающих ПДК, необходимо провести специализированное эколого-гидрогеологическое опробование всех водозаборов, как муниципальных, так и частных, на предмет определения их пригодности для питьевого водоснабжения.

Для снижения негативного воздействия хозяйственной деятельности на геологическую среду необходимо, чтобы на каждом предприятии проводились работы с соблюдением экологической программы мероприятий, направленных на защиту от загрязнения атмосферного воздуха, почв и подземных вод. Разработка защитных мероприятий должна вестись с учетом гидрогеологических особенностей территорий. На базе данных о состоянии подземных вод при сформированных наблюдательных сетях необходимы организация и ведение мониторинга подземных вод. Кроме того, необходимо всячески содействовать повышению экологического сознания населения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные итоги картосоставительских работ и геологического доизучения площади листа N-41-XX сводятся к следующему:

– на изученную территорию листа, принадлежащую Российской Федерации, составлен комплект среднemasштабных карт, в который входят: геологическая карта дочетвертичных образований, геологическая карта четвертичных образований, геологическая карта допалеогеновых образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения; все карты в зарамочном пространстве сопровождаются схемами, разрезами и другой дополнительной графикой;

– по материалам предшествующих геологосъемочных, тематических, поисковых и разведочных работ, а также полевых работ по ГДП составлена обобщающая сводка по стратиграфии, интрузивному магматизму, геоморфологии, гидрогеологии и по полезным ископаемым площади;

– выявлены закономерности размещения полезных ископаемых и дана прогнозная оценка площади на медь, железо, алюминий (бокситы) и другие виды полезных ископаемых.

Ряд вопросов, касающихся геологического строения района, остается до конца нерешенным. К ним относятся:

– возраст докембрийских и ранне-среднеордовикских толщ остается недостаточно обоснованным;

– возраст части стратиграфических подразделений недостаточно палеонтологически обоснован;

– характер геологических границ некоторых стратонов полностью не изучен.

Главной задачей при проведении дальнейших геологосъемочных работ является уточнение возраста стратиграфических подразделений путем специализированных палеонтологических работ, с привлечением специалистов-палеонтологов, прежде всего, поисков и определений микрофауны – конодонтов, фораминифер и др. Для уточнения радиологического возраста метаморфических, интрузивных и вулканических пород необходимо широко применять современные изотопные методы. Учитывая перекрытие территории мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений и кор выветривания геологические съемки необходимо проводить с большим объемом структурного колонкового бурения.

С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуется дальнейшие работы по доизучению Тарутинского медного месторождения (возможно совместно с Казахстаном) и Тарутинского меднорудного узла. В пределах Ключевской площади и на магнетитовых проявлениях севернее площади необходимо провести оценку золотоносности зон сульфидной минерализации (по единичным проанализированным пробам содержание золота составляет 2–2,4 г/т).

Необходимо провести специализированное эколого-гидрогеологическое обследование всех водозаборов как муниципальных, так и частных, на предмет изучения качества питьевого водоснабжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Пучков В. Н., Иванов К. С. Вулканогенно-кремнистые толщи ордовика на востоке Урала // Формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1986. С. 151–156.
2. Сегедин Р. А. и др. Геологическая карта Казакской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия Тургайско-Мугоджарская. Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1980.
3. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969.
4. Чен-Лен-Сон Б. И. Тектоника платформенного чехла Илек-Орь-Иргизского водоразделов. – УГЖ, 2006 № 1(49). С. 47–55.

Фондовая

5. Аникеева Л. Ф. Доразведка Варненского II месторождения строительного камня в Варненском районе Челябинской области (Отчет за 1991–1992 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.02.1992 г.). Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1993.
6. Афанасьев Ю. Н., Коновалова Р. К. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, пл. N-41-99-А, В, Г (Отчет о геологосъемочных работах, проведенных в Варненском районе Челябинской области Катенинским ГСО в 1962–1965 гг.). Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1965.
7. Бабкин В. В. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Ново-Николаевской площади на Южном Урале в среднем течении р. Сред. Тогузак, в пределах топопланшетов N-41-75-В (з. п.), N-41-86-Б (в. п.), N-41-87-А (з. п.), N-41-86-Г (в. п.), N-41-98-Б (в. п.), Г (с.-в. ч.) и общих поисках на руды медно-порфиrowого типа на Соленоозерском участке, проведенных Варненским ГСО в 1983–1988 гг. Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1988.
8. Бабкин В. В. Систематизация и обобщение геологической информации по стратиграфии палеозойских образований Южного Урала в пределах Челябинской области. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1995.
9. Беккер Ю. Р. Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Оренбургский филиал, 1999.
10. Белгородский Е. А. и др. Сопоставление типов медно-порфиrowых месторождений Западного Казахстана с Восточно-Уральскими меднорудными зонами (в пределах Челябинской области) с целью разработки поисковых критериев в 1984–1985 гг. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1985.
11. Белгородский Е. А. и др. Отчет о результатах поисков медных руд на Тарутинском участке в 1988–1990 гг. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1990.
12. Болмосов И. А. Бобровское месторождение флюсовых кварцитов на Южном Урале (Правобережный участок). Технично-экономический доклад по определению постоянных кондиций подсчета запасов. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1982.
13. Болмосов И. А. Информационный отчет по теме: Геолого-экономическая переоценка запасов и прогнозных ресурсов железных и марганцевых руд Челябинской области. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2001.
14. Булькин Л. Д., Курбежеков П. М. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 листов N-41-87-А и В. Варненский район Челябинской области. (Отчет Карталинской ГСП за 1956–1957 гг.). Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1957.
15. Генералов П. П., Лидер В. А. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1965.
16. Горобец В. М. Отчет о поисково-разведочных работах масштаба 1 : 10 000 на железные руды, проведенных на Каменской группе магнитных аномалий в Троицком районе Челябинской области и Комсомольском районе Кустанайской области в 1971–1973 гг. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1973.
17. Дестева М. Н., Савельева К. П. Объяснительная записка к литолого-палеогеографическим картам палеогена Южного Зауралья в масштабе 1 : 500 000. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1967.
18. Егоров А. Н. Отчет о результатах общих поисковых медных руд на Северо-Николаевском участке, проведенных Геолого-геохимическим отрядом ПСП в Карталинском и Варненском районах Челябинской области в 1982–1985 гг. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1985.
19. Егоров А. Н. Отчет о результатах общих поисков медных руд на Тогузакском участке, проведенных Геолого-геохимическим отрядом Геолого-геофизической партии в Варненском и Чесменском районах

- Челябинской области в 1984–1987 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1987.
20. *Ермолаева Г. М.* Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов по региональному профилю «Уралсейс». Т. 1. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1999.
21. *Жданов А. В. и др.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2005.
22. *Лисов А. С.* ГДП-200 листов М-41-I, II, VII, VIII, N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации). Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2008.
23. *Медведев Л. В., Шох В. Д., Какорин А. И.* Отчет о результатах поисковых работ на бокситы мезозойского возраста, проведенных на Бессоновском участке Карталинско-Бессоновской площади в Брединском районе Челябинской области в 1975–1976 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1976.
24. *Пискунов Ф. А., Янкевич Б. А.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы N-41-74-Г, N-41-75-В. Чесменский район Челябинской области, Карабалыкский район Кустанайской области (1963–1964 гг.). Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1966.
25. *Пискунов Ф. А. и др.* Геологическая карта Урала 1 : 50 000. Планшеты N-41-63А, N-41-63-В (Отчет Самарского ГСО о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 проведенных в Троицком районе Челябинской области в 1966–1970 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1970.
26. *Савельева К. П.* Оценка бокситоносности раннего мела Урала на основе изучения палеогеоморфологии и процесса карстообразования (Отчет Синарского отряда Уральской партии за 1976–1978 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1978.
27. *Тевелев А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XIX (Чесма) // Составление и подготовка к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская, лист N-41-XIX за 1993–1999 гг. Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2001.
28. *Тевелев А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-41-XXV (Карталы) // Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 территории листа N-41-XXV (Карталы), подготовка к изданию геологической карты листа (полигонный, ВУЗ) за 2000–2003 гг. Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2004.
29. *Шурыгина М. В.* Палеонтологическое обоснование возраста карбонатных и связанных с ними вулканогенно-терригенных толщ силура и девона Восточно-Уральского прогиба в районе от р. Багаряк до Северного Тогузака. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1992.
30. *Шулькин Е. П., Левит А. И. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, планшеты N-41-63-Г, N-41-64-В и Г (ю. п.) (Отчет Троицкого ГСО о результатах геологосъемочных работ, проведенных в Троицком районе Челябинской области и Карабалыкском районе Кустанайской области в 1961–1964 гг.). Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1966.
31. *Шулькин Е. П., Андреева З. А. и др.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на железные руды, проведенных в северной части Александровско-Ключевской железорудной зоны в 1971–1975 гг. (Троицкий и Октябрьский районы Челябинской области и Комсомольский район Кустанайской области). Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1975.
32. *Шулькин Е. П. и др.* Информационный отчет по теме: Совершенствование и уточнение Южно-Уральской серийной легенды ГК-200. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2002.
33. *Янкевич Б. А., Иванов В. Ф.* Отчет по поисковым работам на железные руды, проведенным на Ирбатыровском, Быковском, Сухореченском, Намазкинском участках, и составление макета геологической карты масштаба 1 : 50 000 на территории планшетов N-41-74-Г (в. п.), N-41-75-В, N-41-86-Б (в. п.), Г, N-41-87-А, В (з. п.) в 1972–1975 гг. Чесменский, Варненский, Карталинский районы Челябинской области. Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1975.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Государственной геологической карты Российской Федерации N-41-XX масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Автор и год отчета	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Железо</i>					
I-4	2	Южно-Ключевское	К	16	Законсервировано
Цветные металлы					
<i>Медь</i>					
II-1	11	Тарутинское	К	11	Законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Глины огнеупорные</i>					
I-1	1	Берлинское	К	7	Эксплуатируется
II-1	4	Бускульское	К	24	Эксплуатируется
Строительные материалы					
<i>Известняк</i>					
IV-1	2	Варненское	К	5	Законсервировано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-4	3	Аномалии 8, 9	16	П. Магнитные аномалии интенсивностью до 1200 нТл в эпицентрах связаны с магнетитовыми рудами в зоне гранат-пироксеновых скарнов общей площадью до 1x1 км (Аномалия 9 находится в 0,5 км на ЮВ от аномалии 8). На контакте гранитоидов барамбаевского комплекса скарнируются осадочные породы кулыкольской толщи с прослоями известняков. Мелкие рудные тела сложены вкрапленным магнетитом, реже массивными рудами. Отмечается заметная примесь сульфидов: пирита, халькопирита, реже блеклой руды, сфалерита, галенита и др. Отмечаются многочисленные зоны дробления. Над рудными телами - зонки бурых железняков. Ресурсы железа категории P ₂ составляют по аномалии 8-14,1 млн т при среднем содержании железа 29,2%. Вертикальная мощность рудных тел 11,9 м, длина по падению 90 (до 300 м) и по простиранию - 850 м. По Аномалии 9 ресурсы категории P ₂ - 0,2 млн т
I-4	4	Аномалия 10	16	П. В эпицентре магнитной аномалии интенсивностью до 700 нТл вскрыты пироксен-гранатовые скарны с линзами мраморов и густой вкрапленностью магнетита. В инт. 84-89,5 м, содержание Fe до 26,7%. Ресурсы железа категории P ₂ оцениваются в 0,7 млн т. Отмечается примесь сульфидов
I-4	5	Аномалия 3	16	П. В эпицентре магнитной аномалии интенсивностью до 570 нТл вскрыты магнетит-пироксен-гранатовые скарны с амфиболом и эпидотом, рассеченные дайками долеритов. Площадь скарнов до 0,4x0,5 км, мощность до 300-350 м. Содержание железа во вкрапленных рудах - 15-18%, редко 20-25%
I-4	6	Аномалия 2	16	П. В эпицентре аномалии интенсивностью до 1300 нТл вскрыты магнетит-гранат-пироксеновые скарны общей площадью 0,5x1,0 км. В инт. 101,4-109,5 м (скв. 138) содержание Fe составляет 36,8%, в том числе магнетитового - 27,33%. Отмечается обильная примесь сульфидов. Содержание Си достигает 0,1-0,2%. Ресурсы железа категории P ₂ оценены в 0,8 млн т
I-4	7	Аномалия 7	16	П. В эпицентре магнитной аномалии интенсивностью до 790 нТл скважинами вскрыта зона пироксен-гранат-магнетитовых скарнов мощностью до 51-170 м, залегающая в известняках кулыкольской толщи. Мощность (стволовая) рудных тел достигает 4,8 м, содержание железа - до 33%, в т.ч. магнетитового - до 27%. Ресурсы железа категории P ₂ оцениваются в 1,1 млн т. Среди скарнов отмечается прожилково-вкрапленные и сплошные сульфидные руды мощностью (вертикальной) 3-9 м. Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом. Встречаются сфалерит, блеклые руды, пентландит. Магнетит образует сростки с сульфидами и содержит их тонкую сыпь. Содержание Си до 0,5% (инт. 94-95,6 м (скв. 125)), 0,3% (инт. 129,8-140,8 м (скв. 129)). Содержание Au - 2-2,7 г/т (инт. 104,9-109,4 м (скв. 128))

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-4	1	Ореол 6x4 км		ПГХО. На площади Ключевского железорудного поля почти во всех поисковых скважинах вскрыты зоны сульфидной минерализации с содержанием меди от 0,01 до 0,1%, в отдельных скважинах до 0,3-0,5%
II-1	9	Карамысовское	7	П. В измененных диоритах и в их коре выветривания содержание Cu достигает 1,25%. Из сульфидов отмечены пирит, сфалерит, молибденит, галенит, много магнетита
IV-1	4	Скв. 32	23	ПМ. В коре выветривания известняков в инт. 83-85 м содержание Cu - 2,67%, на инт. 95-97 м - 0,3%
<i>Цинк</i>				
III-2	1	Скв. 1567	22	ПМ. В желтой коре выветривания с обломками бурых железняков, кварца, серицит-хлоритовых сланцев содержание Zn до 0,1%, Mn - 0,2%, Ti - 1%, La - 0,04%
<i>Вольфрам</i>				
III-2	2	Ореол 3x8 км	22	ПГХО. В 4-х скважинах в коре выветривания углистых сланцев с обломками кварца, лимонита, зернами пирита и зеленого минерала на глубине 15-37 м содержание W - 0,001%, Mo - до 0,006%, Mn - 0,15%, Ag - 0,8 г/т
III-2	3	Ореол 3x16 км	22	ПГХО. В 4-х скважинах в коре выветривания черных углистых сланцев в инт. 19-47 м содержание W - 0,001%, As - 0,02%, Mn - 0,1%, Mo - 0,001%, Ag - 1 г/т
<i>Алюминий</i>				
IV-1	1	Тамерланское	23	П. В карстовой воронке 0,4x1 км, выполненной гибсит-каолинитовыми глинами синарской свиты раннего мела, залегающих под чехлом кайнозойских отложений (25 м), скв. 28 в инт. 25,8-27,6 и 31,3-31,5 м вскрыты оолитовые каменистые бокситы марок Б-2-Б-6. Общая мощность бокситоносных отложений составляет до 10 м
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Цирконий, ниобий</i>				
II-1	3	Камышное (скв. 828)	7	П. В хлорит-серицит-кварцевых сланцах по гранит-порфирам в инт. 29-80 м содержание Zr - 0,1%, Nb - до 0,02% (0,033% по хим. анализу), Y - до 0,01%, Ta - до 0,0013% (хим. анализ), в коре выветривания сланцев TR до 0,05%. Отмечены циркон, пирит, ильменит, пиррохлор, черчит, рабдофанит, апатит, турмалин и др.
<i>Редкие земли</i>				
II-1	5	Бускульское	7	П. В коре выветривания мощностью 10-20 м по измененным диоритам Карамысовского массива по бортовому содержанию иттрия - 0,01% на площади 3x6 км выделено 5 рудных тел на участке. Размеры тел в среднем 0,175x3500 м при мощности 7,5 м. Содержание (в %) Y - 0,03-0,1, Yb - до 0,03, La - до 0,05, Be - до 0,0002. Ресурсы TR категории P ₂ составляют 7 тыс. т
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-4	8	Скв. 128	16	П. В скв. 128 в инт. 104,9-109,4 м вскрыта зона сульфидной минерализации, содержание золота в которой составляет 2,0-2,4 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
II-1	10	Скарновое (скв. 254)	7	П. Скв. 254 в инт. 107-117 м вскрыты брекчии магнетитовых скарнов с сульфидами, пронизанные кварц-доломитовыми и кварц-сульфидными прожилками. В инт. 112,4-113,1 м гамма-активность - до 900 мкР/ч, содержание урана - до 0,09%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
III-1	1	Фесенковское (скв. 814)	7	П. В скв. 814, в инт. 54,5-55 м, в базальной фосфоритовой брекчии талицкой свиты, залегающей на известняках катенинской толщи, содержание P_2O_5 составляет 26,8%. В 100-135 м на ЮВ и 3 на глубине 21 и 35 м в тех же брекчиях содержание P_2O_5 - до 1%
III-1	2	Лейпцигское (скв. 631)	7	П. В инт. 20-21 м, в базальном глинисто-обломочном слое талицкой свиты, залегающей на известняках катенинской толщи, содержание P_2O_5 - до 15,97%. По мин. анализу содержание фосфатов - до 34%, глини - до 35%, кварца - до 20%, сидерита - до 74%, пирита - до 9%
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Глины огнеупорные</i>				
II-1	1	Тарутинское	24	П. На площади 5,7 км ² выделена залежь светло-серых огнеупорных глини наурзумской свиты мощностью 2,4 м, мощность вскрыши 2,3 м. Объем (запасы) 13,8 млн м ³ . Состав глини (в %): SiO_2 - 53,2; TiO_2 - 1,2; Al_2O_3 - 29,6; Fe_2O_3 - 2,0; CaO - 0,2; n.n.n. - 11,5. Огнеупорность - 1700°
II-1	6	Луговое	24	П. На площади 47 км ² выделена залежь светло-серых огнеупорных глини наурзумской свиты олигоцена мощностью 2,1 м, вскрыша - 1,9 м, объем (запасы) - 10,0 млн м ³
<i>Каолин</i>				
II-1	8	Северо-Луговое	7	П. Скв. 264 на глубине 47,5 м вскрыта белая и светло-серая кора выветривания по плагиогранитам. Каолины пригодны для многоцелевого использования
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест хризотилловый</i>				
II-1	2	Скв. 35	24	ПМ. В серпентинитах Тарутинского массива прожилки асбеста мощностью до 0,8 см
II-1	7	Скв. 161	24	ПМ. В серпентинитах Тарутинского массива под чехлом кайнозоя (26 м) скв. 161 вскрыта густая сеть прожилков асбеста мощностью до 0,8 см. Особенно густая сеть в инт. 50-70 м (забой). Выход асбеста 5, 6 и 7 сортов в инт. 50-68 м составляет 2,24%. Для спеццелий волокно пробы 161/68-70 оказалось непригодным

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 N-41-XX

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов*	Ресурсы	Рекоменд. виды работ и их очередность (1, 2 очередь)	Источник информации
Троицко-Марииновская МЗ									
1	Тарутинское месторождение (II-1-11)	4,3	Медь Золото Серебро Железо	В магнетитовых скарнах вкрапленность и жилы сульфидов с содержанием Cu до 2,8%, Au до 3,1 г/т (максимальное в коре выветривания мощностью до 30 м)	П-25	P ₁ P ₁ P ₁ P ₁	260 5,5 139 2,3	ПР1 ПР1 ПР1 ПР1	7, 11
2	Тарутинский меднорудный узел (1.0.1)	76	Медь	Зоны измененных пород (пропилиты, скарны) в контакте Карамысовского массива. 1 месторождение (Тарутинское), 1 проявление	П-50	P ₃	250	ПО1	7, 11
Денисовская МЗ									
1	Ключевское железорудное поле (2.0.1)	30	Железо	В магнетитовых скарнах залежи мощностью 10-30 м с содержанием Fe 42-51%. Примесь сульфидов меди, золота	ПО	P ₁ P ₂	9,3 28,9	-	16

* Медь – в тыс. т, железо – млн т, золото и серебро – в т.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Черные металлы	Железо	1 поле	P ₁	9,3 млн т
			P ₂	28,9 млн т
		1 месторождение	P ₁	2,3 млн т
Цветные металлы	Медь	1 месторождение	P ₁	260 тыс. т
		1 узел	P ₃	250 тыс. т
Благородные металлы	Золото	1 месторождение	P ₁	5,5 т
	Серебро	1 месторождение	P ₁	139 т

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, наименование объекта и его индекс	Оценка ресурсов категории Р ₃		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Медь. Тарутинский меднорудный узел (1.0.1)	-	250 тыс. т	+250 тыс. т	ПО1

**Список петротипов, опорных буровых скважин, показанных на геологических картах дочет-
вертичных и допалеогеновых образований**

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку лит-ры, авторский № объекта
1	Скважина, 204 м, вскрывает согласный с переслаиванием контакт тогузакской и лейпцигской толщ	7, скв. 180

Список скважин, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XX (Босколь)

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение аллювиальных образований первой надпойменной террасы	22, обн. 4101
2	Опорное обнажение аллювиальных образований поймы и первой надпойменной террасы	22, обн. 4093

Каталог важнейших памятников природы и древней культуры, показанных на листе N-41-XX

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Биологический	Бускульский государственный заказник
2	Общегеологический	Белый камень в долине реки Тогызак
3	Археологический	Погребальный комплекс Кесене
4	Археологический	Башня Тамерлана

Средний химический состав осадочных и вулканических пород площади

Индекс подразделения	Породы	Кол-во анализов	Результаты химических анализов											№ источника по списку лит-ры
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	
O _{2-3uv}	песчаник кварцевый	1	83,65	0,45	7,26	0,53	2,04	0,03	1,04	0,61	0,89	1,22	1,81	7
	песчаник граувакковый	1	62,79	0,39	14,36	1,11	4,41	0,12	2,82	5,80	3,25	0,46	3,95	7
	алевролит	1	56,37	0,72	17,61	3,26	5,64	0,12	4,18	1,09	2,31	3,59	4,47	7
O _{2-3uv} *	базальт	2	47,31	0,77	15,91	4,10	5,54	0,36	7,94	6,54	3,64	1,37	н/о	7
	базальт гематитизированный	2	52,13	0,63	17,82	6,22	3,74	0,22	4,79	5,84	5,55	0,24	н/о	7
S _{vr}	глинистый алевролит	1	72,54	0,43	10,59	1,62	0,89	0,01	1,33	2,05	0,31	2,40	4,58	7
	углисто-глинистый сланец	1	77,30	0,55	9,75	2,49	0,58	0,01	0,90	0,47	0,82	2,23	4,49	7
	углисто-кремнистый сланец	2	85,85	0,22	5,17	0,80	2,08	0,02	0,80	0,49	0,30	1,08	2,96	7
	известковистый алевролит	1	35,07	0,15	3,44	2,17	1,22	0,07	1,01	29,60	0,98	0,61	23,20	7
S _{1-2kt}	андезибазальт	21	54,86	0,59	16,58	2,32	3,65	0,12	5,82	6,38	3,52	0,96	н/о	7
D _{1tg}	базальт	23	49,20	1,11	15,87	3,51	6,05	0,17	7,53	6,51	3,98	0,52	н/о	7
	алевролит	1	55,77	0,81	15,35	1,53	4,93	0,13	2,71	6,64	0,14	4,12	6,98	7
D _{1-2lp}	глинистый алевролит	1	79,83	0,42	9,40	2,73	0,72	0,36	0,79	0,47	0,34	1,94	2,81	7
D _{3-C,as}	алевролит	1	76,18	0,57	12,68	1,03	0,41	0,003	1,28	0,27	0,21	3,30	3,66	7
	песчаник кварцевый	1	91,74	0,25	3,51	0,14	1,66	0,015	0,43	0,62	0,19	0,78	0,98	7
	песчаник кварц-полевошпатовый	1	63,58	0,65	13,81	1,45	4,07	0,07	2,42	3,33	0,93	2,88	6,12	7
	песчаник	4	81,98	0,40	6,61	1,39	2,63	0,04	1,00	1,09	0,75	1,24	2,40	7

* Вулканогенный разрез Увельского антиклинория.

Средний химический состав plutonic пород площади

Индекс подразделения	№ масс.*	Породы	Кол-во анализов	Результаты химических анализов											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п	№ ист. по списку лит-ры
O?dr	7	Серпентиниты: аподунитовые	2	33,79	0,11	0,46	6,40	1,02	0,12	40,41	0,11	н/о	0,03	15,63	7
	7	апогарцбургитовые	9	37,37	0,08	0,67	6,67	1,15	0,09	37,24	0,49	н/о	0,03	14,32	7
D ₃ d ₁	3	габбро	6	44,63	1,12	14,94	2,88	8,18	0,16	8,68	10,69	1,99	0,55	5,43	7
	3	габбродиорит	1	52,98	0,50	16,98	4,31	5,92	0,14	4,87	7,49	4,05	0,47	1,00	7
	3	диориты	2	57,40	0,48	16,19	1,95	5,72	0,09	3,66	7,26	2,62	0,60	3,11	7
D ₃ d ₃	3	плаггиограниты	7	75,98	0,19	12,26	1,19	1,28	0,03	0,78	1,22	4,89	0,36	1,51	25
D ₃ d ₂	2	кварцевый диорит	8	59,52	0,62	16,91	1,78	4,62	0,10	3,17	5,86	3,26	1,64	1,21	25
D ₃ d ₃	2	плаггиогранит	3	61,11	0,66	17,33	1,33	4,56	0,10	3,10	5,03	3,47	2,03	0,97	25
C ₁ kr	1	габбродолерит	7	50,53	1,97	14,17	3,55	8,95	0,19	5,55	7,82	4,41	0,75	1,83	25
	1	габбродолерит	5	49,85	1,51	15,93	2,12	7,82	0,15	6,87	8,20	3,41	1,42	2,20	25
C ₁ mh ₁	5	габбродолерит	6	46,69	1,00	15,51	2,25	6,56	0,15	9,31	8,90	3,06	0,33	5,69	7
	5	габбродиорит	3	52,31	1,35	15,32	2,41	7,14	0,19	6,91	7,23	3,42	0,29	2,48	7
C ₁ mh ₃	5	кварцевый диорит	15	61,28	0,46	17,32	1,66	2,93	0,09	3,12	4,50	4,09	1,33	н.д.	7
	5	кварцевый диорит пропилитизированный	19	61,98	0,45	17,13	1,93	2,98	0,09	3,23	3,69	3,71	1,48	н.д.	7
	5	тоналит	9	64,84	0,39	16,74	1,40	2,22	0,08	2,37	3,59	3,84	1,30	н.д.	7
C ₁ km	6	кварцевый монзонит	3	60,62	0,71	15,23	1,87	2,91	0,09	4,30	3,92	3,82	3,97	1,39	7
	6	граносиенит	4	67,48	0,44	15,72	1,49	1,32	0,05	1,18	1,90	4,80	4,36	0,87	7
	6	гранит	4	65,94	0,48	15,73	1,83	1,60	0,05	1,52	2,30	4,72	4,23	1,05	7

* Номер массива на тектонической схеме.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	6
СТРАТИГРАФИЯ.....	11
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	35
ТЕКТОНИКА	44
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	52
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	56
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	60
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	65
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	70
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	74
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	76
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	77
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Государственной геологической карты Российской Федерации N- 41-XX масштаба 1 : 200 000	79
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	80
<i>Приложение 3.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 N-41-XX.....	83
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	84
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	85
<i>Приложение 6.</i> Список петротипов, опорных буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и допалеогеновых образований.....	86
<i>Приложение 7.</i> Список скважин, показанных на карте четвертичных образований листа N- 41-XX (Босколь)	87
<i>Приложение 8.</i> Каталог важнейших памятников природы и древней культуры, показанных на листе N-41-XX	88
<i>Приложение 9.</i> Средний химический состав осадочных и вулканических пород площади ...	89
<i>Приложение 10.</i> Средний химический состав plutонических пород площади.....	90